



АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ



Институт геологии  
Карельского научного центра РАН



МАТЕРИАЛЫ XXVI МОЛОДЕЖНОЙ НАУЧНОЙ ШКОЛЫ-КОНФЕРЕНЦИИ,  
ПОСВЯЩЕННОЙ ПАМЯТИ ЧЛЕНА-КОРРЕСПОНДЕНТА АН СССР К. О. КРАТЦА  
И АКАДЕМИКА РАН Ф. П. МИТРОФАНОВА

# АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

12–16 октября 2015 года  
ПЕТРОЗАВОДСК



Официальный сайт конференции: <http://igkrc.ru/kratc2015/>





ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РАН  
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

**АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ  
ДОКЕМБРИЯ, ГЕОФИЗИКИ  
И ГЕОЭКОЛОГИИ**

Материалы XXVI молодёжной научной школы-конференции,  
посвящённой памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца  
и академика РАН Ф.П. Митрофанова

ПЕТРОЗАВОДСК  
2015



УДК 551.71/.72(063)+550.3(063)+574:55(063)

ББК 26.3

A43

A43 **Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии.** Материалы XXVI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова, г. Петрозаводск. 12–16 октября 2015 г. 204 с.

ISBN 978-5-9274-0697-5

В сборник вошли материалы XXVI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии» (12–16 октября 2015 г., г. Петрозаводск), представленные молодыми учёными из академических, учебных и производственных организаций Москвы, Санкт-Петербурга, Петрозаводска, Апатитов, Воронежа, Черногловки, Томска, Тюмени, Сыктывкара, Ухты, Оленегорска, Симферополя, а также Узбекистана и Вьетнама. Сборник состоит из шести разделов: региональная геология, геохронология и стратиграфия; геохимия, минералогия и петрология; полезные ископаемые; геофизика и глубинное строение земли; геоэкология и четвертичная геология; путеводитель геологических экскурсий. Большинство статей посвящено решению не только региональных проблем геологии, но также имеет общенаучное – прикладное и методологическое значение. Сборник будет полезен широкому кругу студентов, аспирантов и научных работников геологических и смежных специальностей.

УДК 551.71/.72(063)+550.3(063)+574:55(063)

ББК 26.3

*Конференция проводится при финансовой поддержке*

*Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 15-35-10340-мол\_г*

**Члены редколлегии:** д.г.-м.н., Светов С.А., Гоголев М.А., Егорова С.В.

#### **Оргкомитет конференции:**

Председатель: Щипцов В.В. – д.г.-м.н., директор ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Зам. председателя: Светов С.А. – д.г.-м.н., зам. директора ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Члены оргкомитета: Алфимова Н.А. – к.г.-м.н., ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Аминов В.Н. – д.т.н., декан ГГФ ПетрГУ, Петрозаводск

Балтыбаев Ш.К. – д.г.-м.н., зам. директора, ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Бурцев И.Н. – к.г.-м.н., зам. директора ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Вревский А.Б. – д.г.-м.н., директор, ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Войтеховский Ю.Л. – д.г.-м.н., директор, ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Володичев О.И. – д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Глебовицкий В.А. – член.-корр. РАН, ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Кожевников В.Н. – д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Мокрушин А.В. – к.г.-м.н., ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Первунина А.В. – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Самсонов А.В. – чл.-корр. РАН, зам. директора ИГЕМ РАН, Москва

Слабунов А.И. – д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Степанова А.В. – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Филиппов Н.Б. – к.г.-м.н., директор ФГУП «Минерал», Санкт-Петербург

Шаров Н.В. – д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Шеков В.А. – к.т.н., зам. директора, ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Секретариат Оргкомитета: Гоголев М.А., Егорова С.В.

ISBN 978-5-9274-0697-5

© Карельский научный центр Российской академии наук, 2015

© Институт геологии Карельского НЦ РАН, 2015





**КРАТЦ КАУКО ОТТОВИЧ (1914 – 1983)**

*член-корреспондент АН СССР, доктор геолого-минералогических наук, заслуженный деятель науки Карельской АССР, лауреат Государственной премии СССР, лауреат премии имени А.П. Карпинского АН СССР, кавалер двух орденов Трудового Красного Знамени, почётный член Геологического общества Финляндии.*









**МИТРОФАНОВ ФЕЛИКС ПЕТРОВИЧ (1935 – 2014)**

*– академик РАН, доктор геолого-минералогических наук, профессор, лауреат Государственной премии Российской Федерации, лауреат премии имени А.Д. Архангельского РАН, награждён орденом Дружбы народов и медалью за Трудовое отличие, заслуженный геолог России.*





## ФЛАГМАНЫ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Молодёжная научная конференция, посвящённая памяти выдающегося учёного-геолога чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца, стала традиционной и проводится по инициативе Ф.П. Митрофанова в академических институтах Санкт-Петербурга, Петрозаводска и Апатитов с 1985 г. В них участвуют молодые сотрудники из академических геологических институтов, вузов, производственных организаций из различных регионов России, главным образом, европейской части Северо-Запада. Значительная доля участников совещания прежних лет за прошедшие годы защитила кандидатские, а некоторые докторские диссертации. Труды конференции всегда издаются и пользуются спросом не только у молодёжи, но и у старших коллег, поскольку в них часто представлены новые материалы и направления исследований. Эти материалы охватывают проблемы геологии, петрологии, геохронологии, минералогии, кристаллографии, общей геофизики и петрофизики, различных видов полезных ископаемых. Большое внимание уделяется проблемам геоэкологии и мониторинга окружающей среды, а также применениям математического моделирования и ГИС-технологий в геологии. Опыт проведения подобных конференций показывает, что они плодотворны для роста квалификации молодых исследователей, расширяя круг их научных интересов. Феликс Петрович Митрофанов, как правило, принимал участие в работе этих конференций. Вспоминаю его приезд осенью 2012 года в Петрозаводск на XXIII конференцию, где он внимательно и аналитически следил за выступлениями молодых исследователей. Конечно, для молодёжи это было очень важно – в аудитории находился известный академик. К сожалению, XXV юбилейная конференция прошла в октябре 2014 года в ИГГД РАН без его участия, так как жизнь академика Феликса Петровича Митрофанова оборвалась 8 мая 2014 г. Именно на этом юбилейном мероприятии вносится предложение о проведении последующих молодёжных конференций с посвящением памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова, а по плану XXVI конференция должна состояться в городе Петрозаводске.

Нам, хозяевам конференции-2015, приятно сказать, что с этими двумя учеными нас связывает целая история совместных исследований, незабываемых и радостных периодов общения. В 1948 году Кратц с группой молодых геологов из Петрозаводска приступил к систематическому изучению стратиграфии и тектоники раннего докембрия Карелии, как стратиформного объекта докембрия Европы. Кауко Оттович и Феликс Петрович почти 20 лет работали вместе в Ленинграде в Институте геологии и геохронологии докембрия. Митрофанов всегда был другом Института геологии Карельского НЦ РАН. Наши северные институты связывают десятилетия доброжелательных, плодотворных и дружеских отношений, в чем огромная заслуга Ф.П. Митрофанова.

**Кауко Оттович Кратц** родился 16 июня 1914 года в Садбери (Канада). Здесь он окончил горно-техническое училище. В 1932 г. вместе с родителями переехал в Петрозаводск, где жил и работал с 1932 по 1934 гг., в частности, преподавал в строительном техникуме на финском языке. В 1934 году поступил учиться на геолого-почвенно-географический факультет Ленинградского государственного университета, который окончил в 1939 г. по специальности «геохимия». С 1939 г. по 1941 г. работал в Ленинградском геологическом управлении по геологической съемке на Кольском полуострове. В военные годы геологическая деятельность продолжалась в Сибири. В 1946 году К. Кратц был принят на должность младшего научного сотрудника в сектор геологии Карело-Финской научно-исследовательской базы АН СССР, затем был старшим научным сотрудником и впоследствии заведующим отделом региональной геологии КарФАН СССР, а с 1962 по 1966 гг. директором Петрозаводского института геологии. С 1966 года до последних дней занимал пост директора Института геологии и геохронологии АН СССР в Ленинграде.

Кауко Оттович принадлежит к плеяде ведущих специалистов по геологии докембрия СССР. В 1962 г. он защитил в ЛГУ докторскую диссертацию на тему «Геология карелид Карелии». Эта работа, как и вышедшая вскоре (1964 г.) в свет книга с таким же названием, оказала очень большое влияние на развитие учения о геологии докембрия. К этому периоду относится создание под его руководством стратиграфической схемы докембрия Карелии, которая стала основой для разработки стратиграфической шкалы докембрия СССР, и участие в группе международного коллектива-составителей тектонической карты Европы. В 1966 г. Кратц назначается директором Лаборатории геологии докембрия АН СССР и переезжает в Ленинград. К этому времени основателем этой Лаборатории, общепризнанным руководителем советской геологической школы в области докембрия академиком А.А. Полкановым и крупнейшими знатоками геологии и петрологии докембрия членами-корреспондентами АН СССР С.В. Обручевым, В.А. Николаевым, Н.А. Елисеевым, профессорами Н.Г. Судовиковым, Э.К. Герлингом уже был создан мощный ленинградский коллектив исследователей, способный вести фундаментальное изучение древнейших геологических образований в масштабе всей страны. К.О. Кратц с присущим ему умением довел до завершения стадию становления большой лаборатории (ЛАГЕД АН СССР) и уже в 1967 г. она получила новый статус – Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР (ИГГД АН СССР), а Кауко Оттович стал его директором. Будучи избранным в 1968 г. член-корреспондентом АН СССР по специальности «минералогия и петрография», он сумел не только сохранить научную школу своего учителя академика А.А. Полканова и его сподвижников, но и усилить ее



своими идеями и разработками. С этого времени К.О. Кратц становится одним из исследователей, чьи идеи во многом направляли разработки советской геологической науки в области докембрия. И это определялось не только и не столько тем, что он многие годы возглавлял Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР и Научный совет по геологии докембрия при ОГГГГ АН СССР, но и его талантом исследователя и личными качествами.

Появляются целые серии работ, посвящённые глубинному строению СССР, принципам стратиграфии и геолого-геохронологического расчленения и корреляции нижнего и верхнего докембрия, задачам и методам радиологического анализа докембрийских образований и процессов, специфическим особенностям раннедокембрийских процессов тектогенеза, магматизма, метаморфизма, рудогенеза, методологическим аспектам докембрийской геологии. Впервые было показано, что структурно-вещественные комплексы докембрия от раннеархейских до позднерифейских, составляют фундамент более чем 0,7 территории всей нашей страны, захватывая и краевые моря. Выявлены пределы применимости различных изотопных методов для датирования докембрийских образований и процессов и установлена связь изотопных датировок с глубинным строением и историей развития крупных блоков земной коры. Один только этот неполный перечень проблем носит всеобъемлющий характер творческого наследия К.О. Кратца. Особое место в нем в последние годы его жизни занимали работы геолого-геохронологического и тектонического направления.

**Феликс Петрович Митрофанов** родился 22 июня 1935 года в Оренбурге. Окончил Ленинградский государственный университет в 1957 году. Главные объекты изучения находились в Южной Сибири (Восточный Саян, Тува), Монголии, Украине, на Кольском полуострове, в Карелии, а также во Франции, Болгарии, Чехословакии. В 1957–1985 годах работал в Ленинградском институте геологии и геохронологии докембрия АН СССР. Прошел путь от старшего лаборанта до заместителя директора по науке. В 1963 году защитил кандидатскую диссертацию, а в 1975 году – докторскую. Потом судьба сложилась так, что он оказался на Кольской земле. Здесь с 1986 по 2007 годы являлся директором Геологического института КНЦ РАН. В 1990 году избран член-корреспондентом АН СССР по направлению «геология, петрология», а в 2000 году академиком РАН по направлению «геология, геофизика».

Ф.П. Митрофанов развивал петрологию – базовую отрасль для познания эволюции Земли на ранних этапах ее становления. Он являлся руководителем крупных научных проектов, в том числе международных. Как главный редактор и один из составителей «Геологической карты Кольского региона масштаба 1:5000000» Ф.П. Митрофанов в 1996 году был удостоен Премии им. А.Д. Архангельского. В 2009 году за серию работ под общим названием «Научное обоснование, открытие и изучение ряда платино-палладиевых месторождений нового типа Кольской платинометалльной провинции» был лауреатом премии им. В.В. Смирнова. Ф.П. Митрофанов теоретически обосновал, а затем в ходе широкомасштабных поисковых исследований подтвердил наличие в Федорово-Панском массиве руд металлов платиновой группы, сопоставимых с рудами массива Бушвельд ЮАР.

На основании комплексных (геологических, минералогических, изотопных и др.) исследований удалось выявить геолого-петрологические и изотопные поисковые индикаторы, позволяющие надёжно определять металлогеническую характеристику и перспективность рудного массива, не проводя на ранних стадиях массовых дорогостоящих буровых работ и объемного геохимического опробования. Созданную им новую поисковую основу активно использует ряд горнорудных предприятий. Ему вручена в 2012 году Государственная премия Российской Федерации за научное обоснование и открытие крупных месторождений платино-палладиевых руд на Кольском полуострове. В 2014 г. группа сотрудников Геологического института под руководством академика Ф.П. Митрофанова получила патент на изобретение «Способ определения платино-палладиевой и медно-никелевой металлогенической специализации базит-гипербазитового расслоенного массива архейского кристаллического щита».

Вершиной исследований Митрофанова и его коллег является впервые выделенная и охарактеризованная в Европе как уникальная по масштабам Восточно-Скандинавская платиновая рудная провинция. Она занимает территорию более 200 тысяч кв. км на Кольском полуострове, в Карелии и восточной Финляндии.

В научных исследованиях Ф.П. Митрофанов находился на позициях разработки новейших взглядов на тектонику плит, плюмовый магматизм, наноминералогию и развития других новых научных направлений. Под руководством Ф.П. Митрофанова в Геологическом институте был основан Кольский центр коллективного пользования геохронологических и изотопно-геохимических исследований.

Феликс Петрович Митрофанов вёл большую преподавательскую работу, являясь заведующим кафедрой геологии и полезных ископаемых Апатитского филиала Мурманского государственного технического университета со дня её основания. Он много сил отдавал работе с молодёжью в самых разных её аспектах. Руководил Кольской геолого-геохронологической и металлогенической ведущей научной школой, привлекая аспирантов и студентов старших курсов кафедры геологии и полезных ископаемых филиала. Большое внимание уделял бакалаврам и магистрам, ведя магистерскую программу «Минералогия регионов» и шесть курсов по вопросам общей геологии, региональной геологии, геологии Кольского региона, металлогении, современным проблемам минералогии Баренцрегиона, страны и мира. Кураторство вновь поступивших на кафедру

студентов Ф.П. Митрофанов осуществлял с первого курса, проводя вводные лекции по вопросам общей геологии в МГТУ. По его инициативе в учебные программы кафедры вводились новые факультативы, связанные с проблемами региона, в частности, нефтегазоносностью шельфа, математической обработкой геологических данных, современных геофизических методов изучения геологических объектов. Особая форма подготовки студентов кафедры связана с проведением дополнительных занятий в кабинетах кафедры и лабораториях Геологического института для более детального знакомства с современными аналитическими методами, применяемыми в геологии, геохимии и геохронологии, что тоже делалось по инициативе Ф.П. Митрофанова.

На торжественном заседании в г. Петрозаводске, посвящённом 90-летию со дня рождения К.О. Кратца в день открытия мемориальной доски К. Кратцу на стене Института геологии КарНЦ РАН, Феликс Петрович сказал о значении личности Кауко Кратца и его идей для российской геологии, в частности, он подчеркнул, что Кратц был крупным учёным, ведущим советским специалистом в области геологии, петрологии и геохронологии докембрия. Его геологические интересы в региональном отношении распространялись в основном на Карелию и Кольский полуостров, т.е. на российскую часть Балтийского (Фенноскандинавского) щита – по современным критериям область страто- и тектонотипическую для раннего докембрия, которая и стала таковой во многом благодаря многолетним усилиям К.О. Кратца и геологов-докембристов его научной школы.

В прошлом году были две знаменательные даты – это столетие со дня рождения Кауко Оттовича Кратца и XXV конференция памяти Кратца, на которой была открыта памятная доска из шокшинского кварцита в вестибюле ИГГД РАН. К юбилейной дате я предложил Феликсу Петровичу написать совместную статью о Кратце. Мы подготовили её, но из печати она вышла уже после смерти Митрофанова. В этом году Ферсмановская научная сессия, посвящённая 80-летию со дня рождения академика Ф.П. Митрофанова, прошла 5–7 апреля в Геологическом институте КНЦ РАН. И очень своевременно проходит первая молодёжная конференция, посвящённая памяти К.О. Кратца и Ф.П. Митрофанова.

Желаю всем участникам конференции успешной и плодотворной работы, достойно нести эстафетную палочку из рук учителей. Всего вам доброго, благополучия и счастья!

*Председатель оргкомитета XXVI молодёжной научной школы-конференции  
посвящённой памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика  
РАН Ф.П. Митрофанова, докт. геол.-мин. наук В.В. Щипцов*

1. Митрофанов Ф.П., Щипцов В.В. О К.О. Кратце и К.О. Кратц о себе // Геология и полезные ископаемые Карелии. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. – С. 7–19.

2. Щипцов В.В. Мой коллега и друг: к 80-летию академика Ф.П. Митрофанова // Тиетта, № 1(31), 2015. – С. 37–41.





**Региональная геология,  
геохронология  
и стратиграфия**





## ОБЛАСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИЙ И ТРИАСОВЫХ ВУЛКАНИТОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Бочкарев В.С., Сафин Р.И.

Сибирский научно-аналитический центр, safin\_r@sibsac.ru

Среди доюрских образований рассматриваемой территории наиболее распространены магматические породы, встречающиеся в большей части пробуренных скважин (Погорелов, 1977). Изучение каменного материала из этих скважин свидетельствует о том, что присутствуют абиссальные, гипабиссальные и вулканогенные породы, относящиеся к ультраосновным, основным, средним и кислым разностям. Однако в последнее время все больше вскрываются палеозойские известняки и различные сланцы с горстами из докембрийских образований (Бочкарев и др., 2003). Рассмотрим верхнепалеозойские интрузивные породы и триасовые базальтоиды, принадлежащие к разным структурным этажам.

**Триасовые вулканы туринской серии.** Распространены на восточном склоне Урала, в Тургае и во многих районах низменности (рис.1). Вулканогенно-осадочные формации, выполненные туринской серией, представляют собой образования приразломных впадин – грабенов, отражающих начальную стадию развития (Бочкарев и др, 2004, 2005).

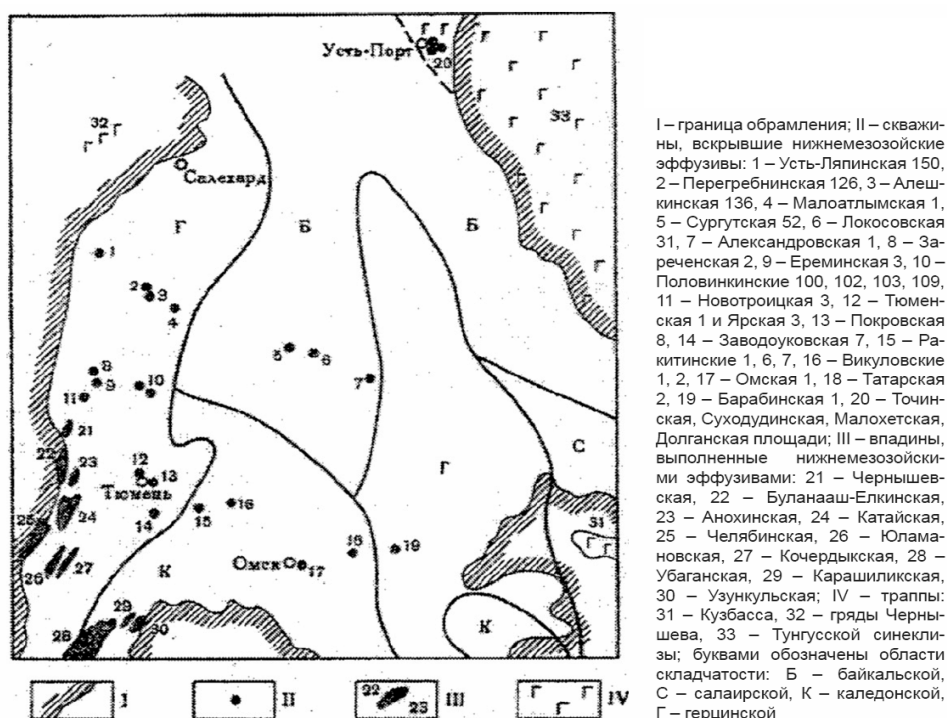


Рис. 1. Схема распространения кайнотипных эффузивов (Погорелов, 1966)

Базальты туринской серии по данным определения абсолютного возраста пород методом сравнительной дисперсии двупреломления сформировались 208–247 млн лет назад, что отвечает триасу. По последним данным уран-свинцового метода эта цифра уточнена до 245–200 млн лет (Бочкарев, 2013).

Формирование обширных плато-базальтов и грабенов, выполненных туринской серией и залегающих на коре выветривания размытых палеозойских складчатых пород, вмещающих гранитные массивы, знаменует начало платформенного этапа и определяет верхний возрастной рубеж консолидации фундамента. Если руководствоваться  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировкой базальтов по Тагринской скв. 114, то время кратонизации фундамента должно быть несколько больше цифры 246.0 млн лет. Этому веку отвечают определения возраста пород из низов туринской серии в стратотипическом разрезе (по скважине 1, опорной Тюменской). В Тургайском прогибе туринская серия залегает, как известно по скважинам Кушмурунской впадины, на коре выветривания риолитов с калий-аргоновым возрастом кровли перми, равным 243–268 млн лет (Булнина, 1961). Туринская серия довольно часто подстилается гранитоидами, докембрийскими гнейсами и кристаллическими сланцами в Березовском, Шаимском и других районах Западной Сибири (Бочкарев и др, 2005).



Рассматривая вопрос о распространении на севере Западной Сибири пермо-триасовых траппов, необходимо отметить, что они там не образуют единое огромное поле, а локализованы в виде узких зон или вулканотектонических структур типа Коротчаевского грабена. Еще одним следствием активной кратонизации фундамента является постороженное развитие Западной Сибири. Речь идет о том, что именно эта область стала ареной магматизма туринской серии, растянувшегося от 246 до 200 млн лет. Этот аркогенный магматизм отличается от синорогенного траппового отсутствием туфов, преимущественно известково-щелочным составом (толеитовые базальты развиты только в периферических грабенах), первичным залеганием в рассеянных грабенах и длительностью развития (туринская и челябинская серии), равной 45 млн лет. Пермо-триасовый магматизм, иногда связываемый с суперплюмом (Добрецов, 2005), является кратковременным, не более 1–4 млн лет. Итак, в составе магматитов преобладают базальты известково-щелочного ряда, а сами базальты являются исключительно свежими, кайнотипными и почти черными по цвету. Химический состав, их несмотря на длительность формирования в 45 млн лет, отличается минимальной дисперсией окислов (Бочкарев и др, 2003).

**Позднепалеозойские интрузии.** На орогенной стадии развития герцинид Урала и Западной Сибири происходило массовое внедрение гранитоидов. Граниты пробурены на многих площадях и широко распространены в западных и центральных районах низменности (рис. 2). Гистограмма радиологических датировок

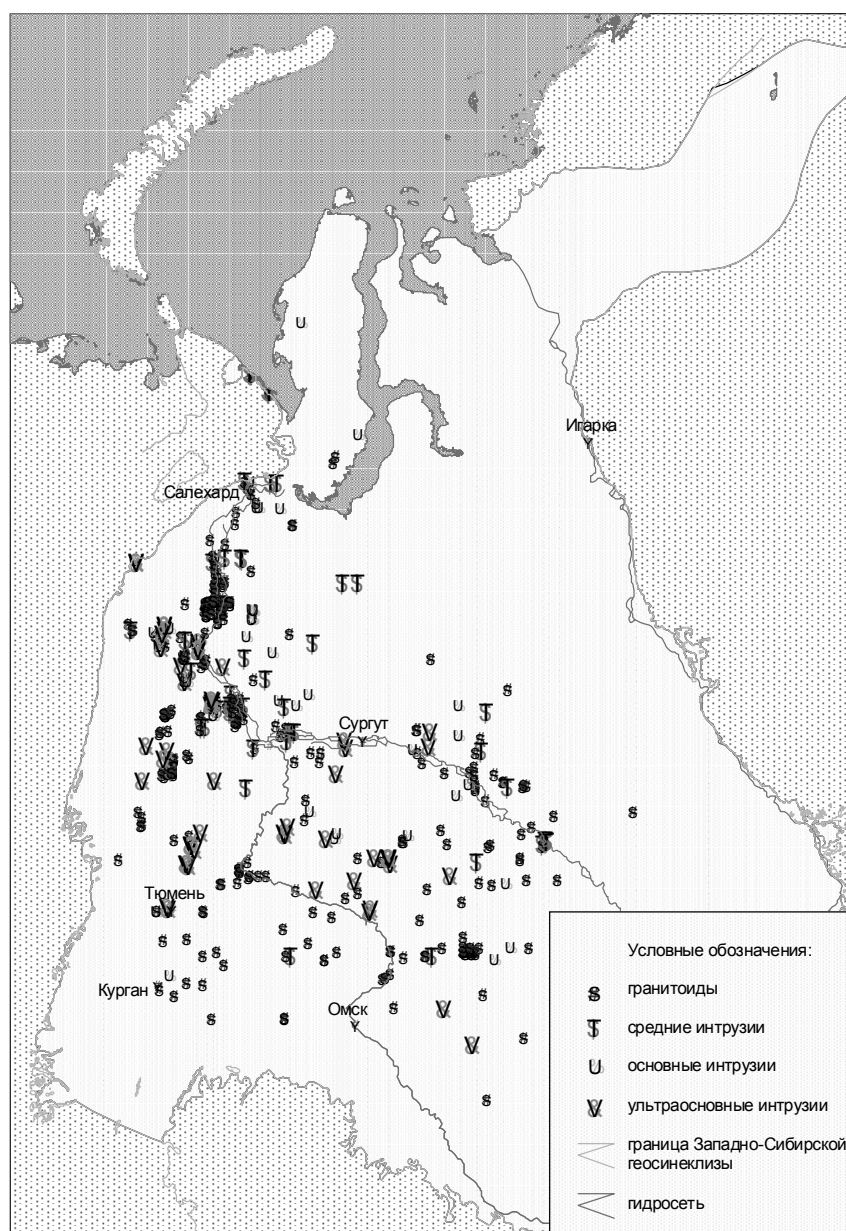
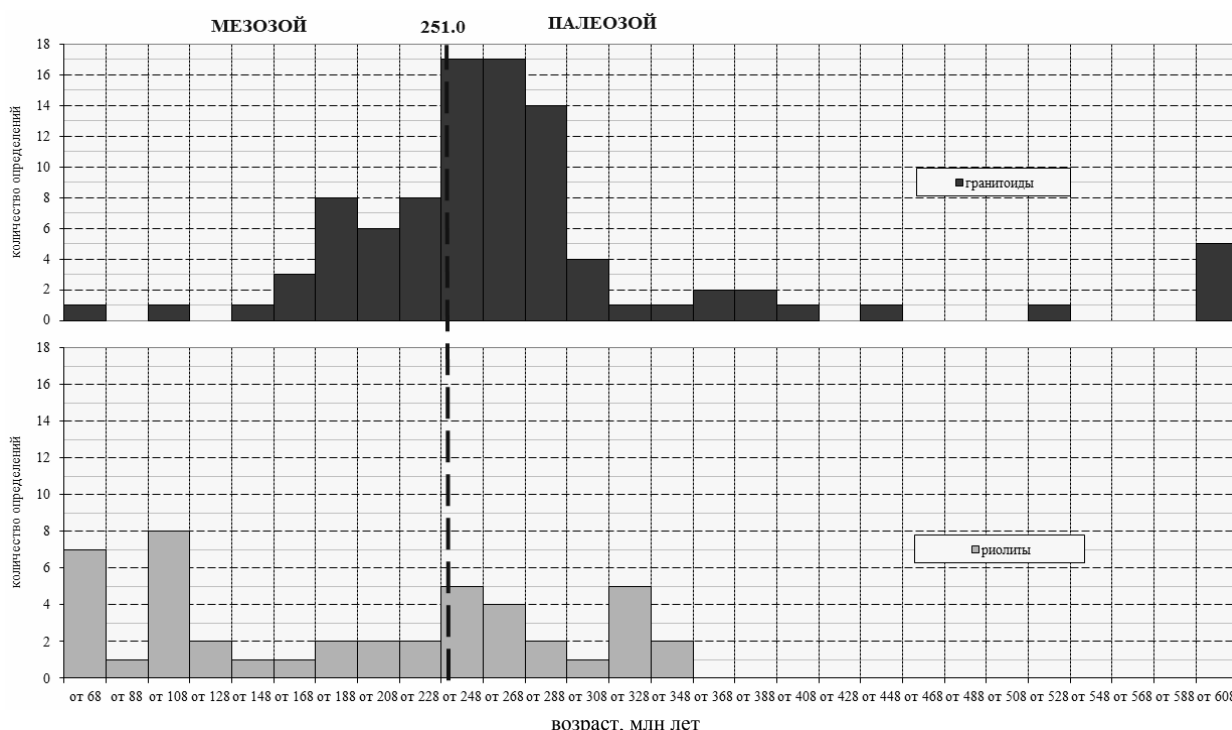


Рис. 2. Схема распространения интрузий в фундаменте Западной Сибири

гранитоидов показана на рис. 3. И хотя большое количество цифр является явно омоложенными за счет триас-юрских активизаций тектонических движений (Бочкарев, Федоров, 1977; Федоров, 2004; Иванов и др., 2005), все же видно, что после значения 248 млн лет число определений резко падает. В южном обрамлении наиболее молодой из орогенных серий «герцинид» – семейтауский комплекс имеет возрастные метки в 248, 254 и 255 млн лет разными методами, включая теперь и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Добрецов, 2005). К этому необходимо добавить следующее: К.С. Ивановым и др. (2005) было установлено, что некоторые пермские гранитоиды, как Северо-Нялинские (скв. 31) имеют Rb-Sr возраст в 271 млн лет, а K-Ar датировки по породе и минералам дают значения в 230+9; 231+10; 202+7 и 228+10 млн лет и указывают на триас. Точно также имеются строгие палеонтологические доказательства триасового возраста эффузивно-осадочных толщ, противоречащие калий-аргоновым и Sm-Nd (Тауровская, 503) определениям возраста.



**Рис. 3.** Схема распределения изотопных датировок возраста магматических пород

Зеленокаменно измененные риолиты, встречающиеся среди складчатых палеозойских толщ от девона до верхнего палеозоя, имеют возрастные датировки разными методами в близком с гранитоидами диапазоне. При этом наиболее молодые риолиты и гранит-порфиры пересекают местами палеонтологически доказанный верхний палеозой (Вартовская и другие площади) оценены U-Pb методом в 248+2 и 246+6 млн лет (Бочкарев и др., 2005). Кайнотипные риолиты изредка встречаются среди базальтов туринской или челябинской угленосной серии.

Как видим по гистограмме на рисунке 3, и как это вытекает из стратиграфического положения риолитов, часто перекрываемых юрско-меловым чехлом и, реже, породами туринской серии, эти риолиты можно рассматривать, как и граниты, в качестве маркеров консолидации складчатого фундамента. Из возрастных и частотных соотношений вытекает, что риолиты и гранитоиды орогенного ряда прекратили формироваться в Западной Сибири в отрезок времени 248–246 млн лет. Распространение гранитоидов и риолитов характеризует некоторую область Урало-Алтайского орогена, которая занимает его центральную часть и которая сдвинута далеко на запад от Сибирского кратона, но захватывает восточный склон Урала и северный край Центрального Казахстана и Алтая. Прецизионные датировки гранитоидов дают максимум, приходящийся на 248–265 млн лет (Владимиров и др., 2003; Сотников и др., 2000; Fedoseev et al., 2000).

Ранее было установлено что, наиболее молодые гранитоиды пермо-триасового возраста тяготеют к восточному склону Урала (Бочкарев, 1973). К этому следует добавить новые данные по Салаиру и Колывань-Томской складчатой системе (Сотников и др., 2000; Владимиров и др., 2003). Другими словами, формирование гранитоидов началось в центральных районах Урало-Алтайской области и распространилось к ее краевым зонам в соответствии с продвижением главной складчатости, регрессией моря, начавшейся в серпуховском веке, и образованием орогенных моласс. В это же время сформировались некоторые протрузии ультрабазитов (Бочкарев и др., 2004). В ядрах ныне размытых антиклинорий местами развиты древние

кристаллические сланцы и гнейсы, свидетельствующие о высоких амплитудах складок. Большинство таких антиклинорий, увеличивающихся по протяженности, тяготеет к Уралу. Область распространения гранитоидов и древних риолитов в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы совместно с развитием интенсивных антиклинорий четко обозначает область активной кратонизации.

**Выводы.** Таким образом, кратонизация фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы завершилась в эпоху 250–246 млн лет (уральская складчатость). С этой эпохой совпадает синорогенный «мгновенный» плато-базальтовый магматизм возраст которого уточняется Н.Л. Добрецовым (Добрецов, 2005) до 250+5 млн лет. Эпиророгенный риолит-базальтовый магматизм, контролируемый аркогенными грабенами, был длительным и растянулся на время 246–200 млн лет назад. Туринская серия – раннеплатформенная формация тафrogenного яруса. Ее не следует выделять в особый промежуточный структурный этаж (ПСЭ) и включать в фундамент.

#### Список литературы

1. Бочкарев В.С. Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ. Труды ЗапСибНИГНИ. вып. 63. – М.: Недра, 1973. С. 120.
2. Бочкарев В.С., Федоров Ю.И. Тектоника и развитие Колтогорского и Уренгойского мегапрогибов (Западно-Сибирская плита). Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 125. 1977. С. 6269.
3. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. Палеозой и триас Западной Сибири // Геология и геофизика. № 1–2. 2003. С. 120–143.
4. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П., и др. Консолидация фундамента Западной Сибири и вопросы унаследованности // Горные ведомости. №4. 2004. С. 6–20.
5. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. и др. Особенности кратонизации фундамента Западной Сибири // Горные ведомости. №11. 2005. С. 6–12.
6. Бунина М.В. Новые данные о триасовых отложениях Тургайского прогиба. Алма-Ата, 1961, с. 28–46. (Тр. КазИМС, вып. 6).
7. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.
8. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Параметры горячих точек и термохимических плюмов // Геология и геофизика, 2005. Т. 46 (6). С. 589–602.
9. Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В. История геологического развития и строение западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика, 2009. Т. 50. №4. С. 484–501.
10. Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.Н., Берзина А.П., Киселева В.Ю., Морозова И.П. Эволюция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в изверженных породах медно-молибден-порфировых рудных узлов (по данным изучения акцессорного апатита) // Геология и геофизика, 2000. Т. 41 (8). С. 1113–1123.
11. Погорелов Б.С. О возрасте кайнотипных эффузивов Западной Сибири // Докл. АН СССР, 1966. Т. 169, № 4. С. 916–918.
12. Погорелов Б.С. Геология и нефтегазоносность доюрских образований запада Западной Сибири. М: Наука, 1977. 5 с.
13. Федоров Ю.Н., Криночкин В.Г., Иванов К.С., Краснобаев А.А., Калеганов Б.А. Этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы (по данным К-Аг метода датирования). Доклады РАН, 2004. Т. 397. № 2. С. 239–242.
14. Fedoseev G.S., Sotnikov V.I., Ponomarchuk V.A. Permo-Triassic Granitoid and Basaltoid Magmatism of the Kolyvan'-Tomsk Folded Zone (Western Altai-Sayan Foldbelt) // Continental Growth in the Phanerozoic (Evidence from Central Asia): Novosibirsk, «GEO», 2001. P. 42–44.

## ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГАББРОНОРИТЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ – ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА, МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Егорова С.В.

ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия, zumlic@mail.ru

Комплекс лерцолитов-габброноритов (КЛГН (Степанов, 1981)), возраст которого по данным разных исследователей оценивается в ~ 2.4 млрд лет (от 2.36 до 2.44 млрд лет), имеет наиболее широкое распространение среди друзитов Беломорского подвижного пояса. Этот комплекс представлен многочисленными дайками и малыми интрузиями варьирующими по составу от плагиоклазовых лерцолитов до лейкогабброноритов с преобладанием тел оливиновых габброноритов (вероятно, дезинтегрированные фрагменты более крупных тел). Объединение столь широкого спектра пород в один комплекс обусловлено их принадлежностью к единой кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии (Шарков и др., 1997) и присутствием пород разного состава в виде чередующихся пластовых тел в одном расслоенном массиве (Степанов, 1981;

Lobach-Zhuchenko et al., 1998). Геохимически породы комплекса характеризуются высокими содержаниями  $MgO$ ,  $Cr$ ,  $Ni$ , повышенными содержаниями  $SiO_2$  и низкими  $TiO_2$ . Для них характерно также обогащение LREE и LILE, и деплетированность HFSE (Степанов, 1981; Шарков и др., 1997; Stepanova, Stepanov, 2010).

Возрастные и геохимические характеристики комплекса лерцолитов-габброноритов позволяют рассматривать их как компонент сумийской крупной магматической провинции (КМП) Фенноскандинавского щита (Stepanova, Stepanov 2010). В пределах Карельского кратона продукты этой КМП представлены сумийскими высокомагнезиальными вулканитами, роями мафических даек (преимущественно габброноритового состава) и расслоенными интрузивами (Бураковским и интрузиями Олангской группы). Предполагается, что отличительной особенностью габброноритов КЛГН от одновозрастных мафических комплексов Карельского кратона является кристаллизация тел на значительной глубине (Степанов, 1981). Другой неотъемлемой характеристикой пород комплекса является развитие друзитовых структур, формирование которых связывается с проградным этапом цикла метаморфизма (Ларикова, 2002). Несмотря на широкий спектр метаморфических преобразований (вплоть до эклогитовой фации, Володичев, 2004), габбронориты Беломорского подвижного пояса во многих случаях сохраняют первичные магматические минеральные ассоциации и структуры. Такие специфические особенности минерального состава габброноритов КЛГН позволяют с одной стороны оценить последовательность и условия кристаллизации расплавов в магматических камерах. С другой – являются важным источником информации об условиях и времени протекания метаморфических процессов не только в пределах отдельно взятых тел, но и в регионе в целом.

С целью количественной оценки вариаций РТ-параметров кристаллизации расплавов КЛГН и последующих метаморфических преобразований в пределах БПП были опробованы наиболее сохранные участки тел габброноритов в центральной (за пределами Гридинской зоны меланжа от мыса Кирбей до мыса Пурнаволок и в Ёнском сегменте в районе оз. Каложное) и западной (в районе г. Иванова) частях пояса.

В центральной части Беломорского подвижного пояса в ~ 5 км к северу от с. Гридино (от мыса Кирбей до мыса Пурнаволок) габбронориты формируют маломощные (до ~50 м) тела неправильноовальной формы. Краевые части тел интенсивно амфиболизированы, часто рассланцованы субсогласно контакту. Практически все тела разбиты на блоки. В центральных частях таких блоков сохраняются первичные среднезернистые массивного облика оливиновые габбронориты. По мере продвижения от центра блока к краю породы сменяются амфиболизированными метагабброноритами. В краевых частях блоков установлены гранатовые амфиболиты и гранат-амфиболовые гнейсы.

В Ёнском сегменте в СЗ и ЮВ частях оз. Каложного (в 3,5 км к СВ от п. Ёна) изучены среднезернистые массивные оливиновые габбронориты, сохраняющие первичные минералы и структуры. Краевые части тел характеризуются более низкой степенью сохранности и сложены среднезернистыми биотит-содержащими амфиболитами. Контакты с вмещающими амфиболитами и биотитовыми гнейсами тектонизированы.

В западной части БПП к югу от оз. Нотозеро в районе г. Иванова палеопротерозойские габбронориты формируют серию крупных дайковых тел. Мощность тел достигает до 200–400 м, по простиранию тела прослежены на несколько км. Контакты с вмещающими биотит-амфиболовыми гнейсами тектонизированы, габбронориты в зоне контакта преобразованы в биотит-амфиболовые сланцы. Центральные части тел характеризуются высокой степенью сохранности и сложены оливинсодержащими габброноритами.

Для изученных пород установлены довольно широкие вариации химического состава. Габбронориты центральной части БПП характеризуются высокими содержаниями  $MgO$  (15,7–21,0 вес. %),  $Cr$  (1570–2420 ppm) и  $Ni$  (530–740 ppm) на фоне повышенных концентраций  $SiO_2$  (~ 49 вес. %), низких  $TiO_2$  (0,4–0,6 вес. %),  $Fe_2O_3^{tot}$  (10,6–11,6%) и  $CaO$  (7,5–8,9%). Значительно более низкие концентрации  $MgO$  (6,7–10,7 вес. %),  $Cr$  (140–707 ppm) и  $Ni$  (не более 380 ppm) установлены для габброноритов западного Беломорья. Содержание  $SiO_2$  в них варьирует от 53,0 до 54,5 вес.%,  $Fe_2O_3^{tot}$  от 8,0 до 9,6 вес. %,  $CaO$  от 7,9 до 9,1 вес. %.

Габбронориты БПП обогащены LILE, LREE ( $(La/Sm)_N=1,8–2,8$ ), деплетированы HREE ( $(Gd/Yb)_N$  варьирует от 1,5 до 1,9) и HFSE ( $Nb/Nb^*=0,2–0,7$ ). При этом для габброноритов западной части БПП в целом характерны более высокие (в среднем в 1,5–2 раза) концентрации редкоземельных и редких элементов.

Главными породообразующими магматическими минералами габброноритов центральной части БПП являются орто- и клинопироксен, формирующие до 65% объема породы, основной плагиоклаз (до 45% в наиболее лейкократовых участках тел), и оливин (5–7% объема породы). Содержание рудного минерала, представленного преимущественно ильменитом, в породах варьирует и составляет от первых процентов до 5%. В качестве второстепенного в породах может появляться биотит (около 3%). Исходя из результатов минералого-петрографического изучения габброноритов центрального Беломорья, была определена последовательная смена ликвидусных ассоциаций  $(Ol^1+Cr-Spl\pm Pl^1)\rightarrow Orx^1\pm Crx^1\rightarrow Ol^2+Crx^2+Pl^2\pm Orx^2$ .

Вторичные преобразования в породах проявлены в формировании ортопироксеновых, амфиболовых и гранатовых кайм на границах оливина с плагиоклазом. Менее мощные, клинопироксен-амфиболовые или амфибол-гранатовые каймы установлены на границе магматических ортопироксена и плагиоклаза.



Центральные части даек западной части БПП сложены массивными средне-крупнозернистыми габброноритами. Главными породообразующими магматическими минералами пород являются пироксен (орто- и клино-) и основной плагиоклаз, представленные в равных количествах. Ильменит представлен единичными ксеноморфными зёрнами, в большинстве случаев окружёнными биотитовой или биотит-амфибол-гранатовой каймой. В интерстициях плагиоклаза и пироксенов иногда появляются сростания кварца и калиевого полевого шпата и мелкие единичные зёрна апатита. Содержание их в сумме не превышает 3%. Исходя из результатов минералого-петрографического изучения габброноритов западной части БПП можно заключить, что вероятная последовательность кристаллизации в них была следующей:  $St-Spl \rightarrow \pm Pl^1 \rightarrow Opx^1 \rightarrow Opx^2 + Crx^2 \rightarrow Pl^2$ .

Коронарные структуры формируют не более 3% объема пород. Они представлены зональной оторочкой мелких шестоватых и волокнистых кристаллов ортопироксена и амфибола вокруг зерен оливина, граничащих с зёрнами плагиоклаза. Первично магматический оливин при этом полностью замещается ортопироксеном и магнетитом. Мономинеральные амфиболовые (эденитовые), иногда с единичными зёрнами граната, каймы развиваются на контакте орто- и клинопироксенов с плагиоклазом.

Оценка РТ-параметров кристаллизации магматических минералов проводилась с применением двупироксеновых термобарометров (Putirka, 2008), мономинерального барометра (Nimis, 1995), компьютерной программы TRF-2004 ИЭМ РАН (шпинель-оливиновый термометр) и номограммы Малахова (Малахов, 1982).

Результаты расчётов магматического этапа формирования оливиновых габброноритов центральной части БПП, показывают, что начало кристаллизации пород, связанное с формированием оливина и хромшпинели (выполняющих включения в Орх,  $X_{Mg}=0,85-0,86$ ) происходило при температуре около 1266 °С. Непосредственно за ними кристаллизовался ранний (высокомагнезиальный) ортопироксен при температуре 1190–1220 °С. Формирование клинопироксена и железистого ортопироксена происходило при  $T=1120-1130$  °С и  $P=4,4-5,2$  кбар для габброноритов оз. Каложное и при  $T=1110-1180$  °С и  $P=5,9-7,7$  кбар для габброноритов м. Кирбей-м. Пурнаволоок.

Оценка условий кристаллизации габброноритов западной части БПП показала, что температуры кристаллизации ранних ортопироксенов варьируют от 1190 до 1230 °С. Поздний ортопироксен и клинопироксен кристаллизовались в диапазоне температур от 1080 до 1150 °С и давлении от 4,6 до 5,7 кбар.

Расчёт условий формирования коронарных структур проводился с использованием компьютерной программы TRF-2004 ИЭМ РАН (Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конилов А.Н.). Результаты оценки условий образования коронарных структур в габброноритах центральной части БПП показывают, что амфибол-гранатовые каймы, установленные на границах темноцветных минералов с плагиоклазом, формировались при температуре 580–640 °С в диапазоне давлений от  $P=7,5-8,1$  кбар для габброноритов м. Кирбей-м. Пурнаволоок до 9,3–10,0 кбар для габброноритов оз. Каложное.

Формирование амфибол-гранатовых структур на границе ортопироксен-плагиоклаз в габброноритах западной части БПП происходило при  $T=550-610$  °С и  $P$  не более 6,1–6,5 кбар.

Таким образом, сопоставление палеопротерозойских габброноритов центральной и западной частей БПП показало существенное сходство их петрогеохимических и петрографических характеристик. При этом габбронориты западной части БПП характеризуются менее магнезиальным составом и практически не содержат оливина, что согласуется с предполагавшимся ранее В.С. Степановым (Степанов, 1981) зональным строением комплекса.

Результаты оценки РТ-параметров магматического этапа формирования палеопротерозойских габброноритов в центральной и западной частях БПП позволяют сделать вывод о том, что кристаллизация высокотемпературных расплавов в центральной части пояса происходила в диапазоне давлений от 4,4 до 7,7 кбар, что соответствует глубине от 16 до 26 км, в западной – при давлении от 4,6 до 5,7 кбар, на глубине не более 19 км.

Оценка условий формирования коронарных структур в разных сегментах БПП показала, что минимальные значения давлений ( $P$  не превышает 6,5 кбар) метаморфических преобразований характерны для габброноритов западной части БПП (г. Иванова). Температура варьирует от 550 до 610 °С. Для габброноритов центрального Беломорья в целом характерны более высокие значения метаморфических преобразований:  $P$  варьирует от 7,5 до 10,0 кбар,  $T$  от 580 до 640 °С.

Полученные результаты позволяют предположить наличие метаморфической зональности в пределах пояса, выраженной в увеличении параметров метаморфических преобразований с запада на восток. Однако для более корректных выводов необходимо продолжать исследования в данном направлении.

*Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ проект 14-05-00432.*

### Список литературы

1. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.Б. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.
2. Малахов И.А. Оценка условий формирования альпинотипных ультрабазитов Урала по пироксеновому термометру // Ежегодник-1982: Инф. материалы. Свердловск, 1983. С. 63–68.
3. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.
4. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503–522.
5. Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P., Levsky L.K., Bogomolov E.S., Krylov I.N. Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // Precambrian Research. 1998. V. 92. P. 223–250.
6. Putirka K. // Rev. Mineral. Geochem. Vol. 69. P. 61–120, 2008.
7. Nimis P. // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 121, p. 11–25.
8. Stepanova A.V., Stepanov V.S., 2010. Precambrian Research. V. 183. P. 602–616.

## ИНТЕРПРЕТАЦИЯ Sm-Nd ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ: НЕСКОЛЬКО ПРЕДОСТЕРЕЖЕНИЙ

Егорова Ю.С., Березин А.В.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ax-ox-ux@mail.ru

В современной геологии исследователи очень часто используют результаты изотопных исследований для решения различных научных задач: датирования геологических процессов, определения природы источников магматических пород и флюидов, участвующих в процессах метасоматоза и рудообразования и др. При работе с докембрийскими комплексами ряд методов (например, Rb-Sr, K-Ar) часто оказывается малоэффективным из-за низкой устойчивости этих изотопных систем к метаморфическим процессам. Поэтому многие исследователи отдают предпочтение Sm-Nd изотопному методу при изучении пород докембрия. Это обусловлено, с одной стороны, доступностью метода, с другой – относительно высокой степенью сохранности Sm-Nd изотопной системы под воздействием наложенных процессов. Однако и этот метод имеет ряд ограничений, о которых и пойдет речь ниже.

Ограничения применимости Sm-Nd изотопного метода датирования геологических процессов разобраны в (Коваленко, 2010). Очень показательным является пример датирования коматиитов и базальтов волоцкой толщи р-на реки Винелы (юго-восток Балтийского щита), для которых в результате трех независимых исследований были получены три разные Sm-Nd изохроны с возрастами: около 3.4, 2.85 и 2.7 млрд лет (Коваленко, 2010). Анализ всех имеющихся геологических данных позволил установить, что последнее значение отвечает метаморфизму, второе – собственно времени формирования вулканитов, а первая цифра не имеет геологического смысла и обусловлена контаминацией коматиит-базальтов LRE-элементами при взаимодействии с вмещающими породами (Коваленко, 2010).

В данной работе рассмотрены ограничения использования Sm-Nd изотопных данных для определения первичной природы источника магматических пород, на основании рассчитанных начального изотопного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и/или величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ , а также модельного возраста – времени отделения расплава от предполагаемого источника (например, DM).

**Первое предостережение** связано с математическими ограничениями использования изотопных данных для расчета величин  $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ . В координатах « $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - t$ » величина  $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$  геометрически выражается пересечением линий эволюции изотопного состава Nd образца и DM, а  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношение определяет угол наклона этих линий, очевидно, что чем меньше угол между этими линиями, тем выше погрешность определения. Согласно математическим расчетам, ошибка вычисления  $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$  резко возрастает от 100 до 1000 Ма (!) при увеличении  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношения от 0.1–0.16. Поэтому для образцов с высоким изотопным  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношением ( $> 0.15$ ) вычисление значения  $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$  теряет смысл. Вторая компонента ошибки, вносимая непосредственно измерениями составляет не более 50 Ма. Эти приближенные оценки дают представление о точности вычислений величины  $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ , в большинстве случаев она составляет не более 0.1 Ga, что следует учитывать при модельных построениях.

При вычислении величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  используются измеренные значения изотопных отношений Sm и Nd. Ошибки измерений ( $2\sigma$ ) для отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  обычно не превышают 0.5 отн. %, а отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0.001$  отн. %. Полагая, с некоторыми допущениями, что остальные члены выражения (константы

распада и пр.) имеют меньшее влияние, используя вычислительный аппарат теории ошибок косвенных измерений, получим, что величина абсолютных ошибок составляет обычно 0.05, достигая 0.1 единиц  $\epsilon_{Nd}(t)$ . Исходя из этих данных, вычисленные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  необходимо округлять до 2, а лучше до 1 знака после запятой.

**Второе предостережение.** Одним из распространенных случаев неприменимости Sm-Nd изотопных данных для определения первичной природы источника магматических пород, является нарушение Sm-Nd изотопной системы при метаморфизме.

Например, палеоархейские гранулиты Украинского щита (Lobach-Zhuchenko et al., в печати). Для них локальным U-Pb методом по цирконам был определен возраст магматической кристаллизации 3.66 млрд лет, а также 3 этапа метаморфизма: около 3.59, 2.5, 2.1 млрд лет назад. Среди цирконов были установлены ксеногенные зерна с возрастом около 3.7 млрд лет.

Sm-Nd изотопная система была изучена в 7 образцах гранулитов. Рассчитанные значения  $\epsilon_{Nd}(3.66)$  варьируют от +2.1 до -2.7 (рис. 1),  $t_{Nd}(DM)$  3.66–4.07 млрд лет (по модели Goldstein & Jacobsen, 1988; Lobach-Zhuchenko et al., в печати). По одной из рабочих гипотез разброс значений  $\epsilon_{Nd}(3.66)$  от «мантийных» до «коровых», был объяснен контаминацией исходных пород мантийного происхождения коровым материалом, так как сам факт контаминации установлен при изучении и датировании цирконов (Лобач-Жученко и др., 2015). Однако, расчет возрастных зависимостей для проанализированных образцов свидетельствует о перестройке Sm-Nd изотопной системы большинства из них в ходе палеопротерозойского метаморфизма. Этот вывод проиллюстрирован на диаграмме в координатах  $^{147}Sm/^{144}Nd - ^{143}Nd/^{144}Nd$  (рис. 1а), на которой большая часть аналитических точек выстраивается вдоль эрохроны с возрастом около 2.1 млрд лет. На диаграмме в координатах « $\epsilon_{Nd}(t)$  – возраст» (рис. 1б) этот процесс отражается пересечением линий эволюций изотопного состава неодима. Поэтому рассчитанные для этих образцов величины  $\epsilon_{Nd}(3.66)$  и модельный возраст не имеют геологического смысла. Аналитические точки, соответствующие трем другим образцам на рис. 1а лежат около линии, угол наклона которой отвечает возрасту интрузии 3.66 млрд лет. На этом основании можно сделать предположение о сохранности Sm-Nd изотопной системы этих образцов. Соответствующие им линии эволюции изотопного состава неодима на рис. 1б не участвуют в общем пересечении в интервале 2.1–2.5 млрд лет, эти образцы характеризуются положительными значениями  $\epsilon_{Nd}(3.66) = +1.3 - +2.1$  и модельным возрастом  $t_{Nd}(DM)$  3.66–3.70 млрд лет, близким возрасту интрузии, что позволяет предполагать мантийный источник для этих пород.

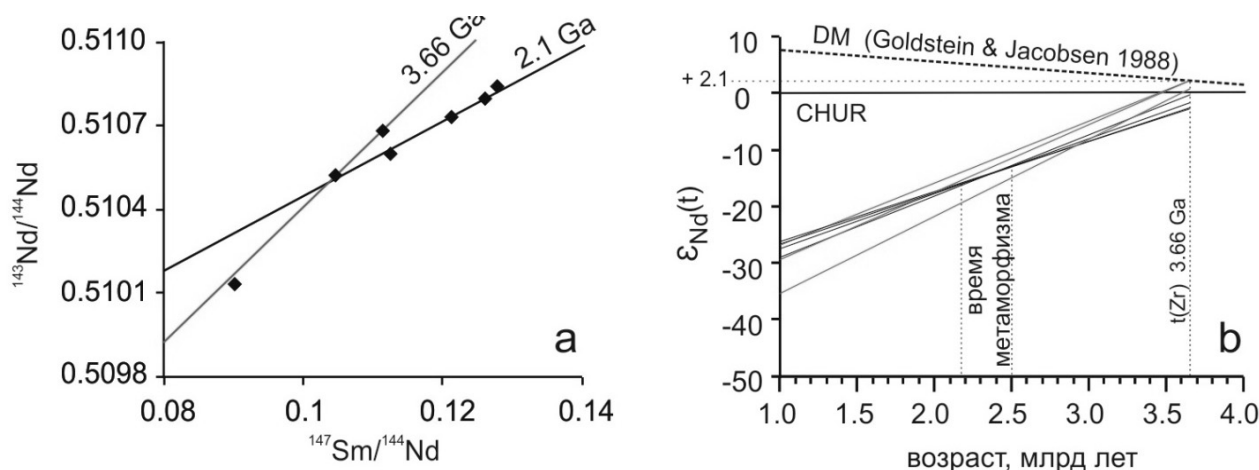


Рис. 1. Нарушение Sm-Nd изотопной системы архейских гранулитов при метаморфизме.

**Третье предостережение.** После того, как были исключены влияние метаморфизма и возможность высокой аналитической погрешности, можно начинать рассуждать об условиях формирования источника с полученными изотопными характеристиками. Но для начала необходимо убедиться в том, что изучаемые породы не были контаминированы в процессе формирования. Особенно это актуально для пород основного-ультраосновного состава, которые, как правило, содержат мало Sm и Nd и за счет высоких температур расплавов могут легко подвергаться контаминации коровым материалом (богатым Sm и Nd).

В простых случаях, контаминация осуществляется по принципу пропорционального смешения составов или ассимиляции во время фракционной кристаллизации (AFC). В первом случае изотопный состав Nd породы будет результатом смешения двух веществ с разными  $^{143}Nd/^{144}Nd$  отношениями. Зная (предполагая) исходный состав этих веществ, можно оценить их процентное соотношение, например, по методу (Jahn et al.,

2000). Во втором случае степень контаминации (например, уменьшение значения  $\epsilon_{Nd}(t)$ ) должна возрастать со степенью фракционирования, т. е. от ранних к поздним фазам одной магматической серии пород. Изохронная зависимость между породами серии, испытавшими AFC, будет нарушена. Но это нарушение не должно приводить к формированию изохрон с более молодым возрастом, как при метаморфизме. Степень контаминации можно сосчитать для каждой фазы отдельно.

И в завершении, хочется порекомендовать исследователям прежде, чем использовать чужие постулаты в основе своей модели, проверить их правильность по отношению ко всем имеющимся данным. Это предостережение можно проиллюстрировать на примере неоархейских санукитоидов Балтийского щита. Многие санукитоиды обладают высокими концентрациями несовместимых элементов (LREE (в том числе Sm и Nd), LILE, щелочей), в связи с чем установилось общее представление, что они не чувствительны к контаминации корой, содержащей эти элементы в гораздо меньших количествах (Kovalenko et al., 2005; Heilimo et al., 2013). Однако, многие санукитоиды кислого состава имеют сопоставимые концентрации LREE с таковыми в коре (рис. 2), что делает их Sm-Nd изотопную систему уязвимой при ассимиляции корового материала (Егорова, 2014). В результате, многие исследователи используют в построении моделей формирования источника санукитоидов Sm-Nd изотопные данные без учета возможного влияния на них процессов контаминации. С их помощью оценивается длительность перерыва между обогащением мантийного источника санукитоидов и его плавлением, они используются для подтверждения субдукционной гипотезы формирования метасоматизированной мантии в неоархее (Kovalenko et al., 2005; Heilimo et al., 2013 и др).

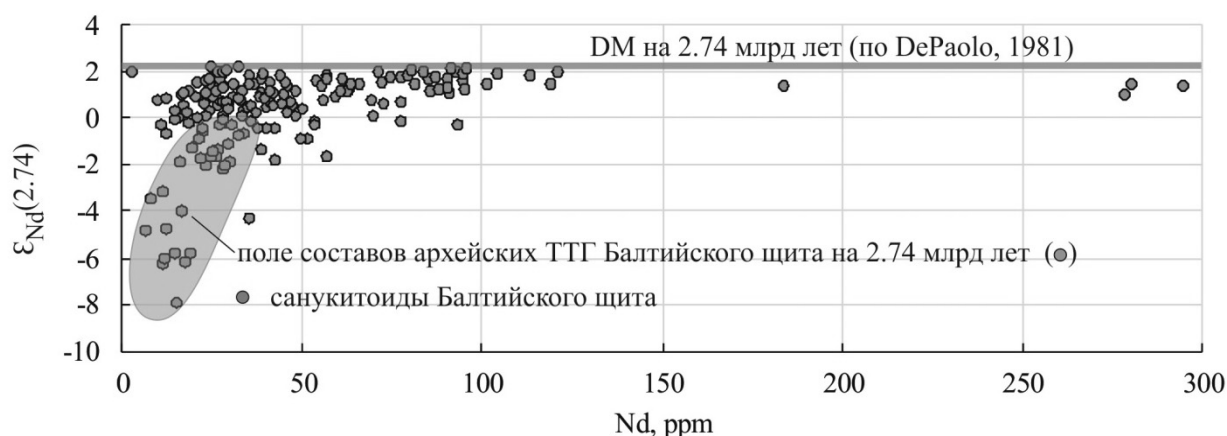


Рис. 2. Диаграмма в координатах « $\epsilon_{Nd}(t)$  – Nd» для архейских санукитоидов и ТТГ пород Балтийского щита

Тогда как расчеты показали, что мантийно-коровый изотопный состав Nd большинства санукитоидов Западной Карелии, Кольского п-ва, а также некоторых санукитоидов Восточной Карелии можно получить при смешении составов санукитоидов с мантийными характеристиками с составами ТТГ-пород Балтийского щита в соотношении от 10:1 до 7:3. Эти результаты подтверждаются расчетами масс-баланса по главным и редким элементам (Егорова, 2014). Следует отметить, что санукитоиды, которые действительно имеют высокие содержания LREE – имеют близкие к мантийным значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  (рис. 2), а также другие мантийные изотопные характеристики (Егорова, 2014).

**Выводы и рекомендации.** Необходимо помнить о величинах погрешностей определения значений  $t_{Nd}(DM)$  и  $\epsilon_{Nd}(t)$  –  $\pm 50$ – $100$  млн лет и  $\pm 0.1$ – $0.5$ , соответственно. Не рассчитывать величину  $t_{Nd}(DM)$  для образцов с высоким изотопным отношением  $^{147}Sm/^{144}Nd$  ( $> 0.15$ ).

Прежде чем использовать полученные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  и  $t_{Nd}(DM)$  для петрологических построений, необходимо исключить влияние на изотопную систему пород метаморфизма. Если данные позволяют, анализировать расположение аналитических точек на диаграмме в координатах  $^{147}Sm/^{144}Nd$  –  $^{143}Nd/^{144}Nd$ . В случае сохранности Sm–Nd системы, аналитические точки должны формировать линейную зависимость, отвечающую возрасту магматической кристаллизации пород комплекса (серии). Если можно выделить две возрастные зависимости, более молодая, скорее всего, будет отражать время метаморфизма.

Лучше использовать изохронный метод определения величины  $\epsilon_{Nd}(t)$ , т. е. рассчитывать начальное отношение  $^{143}Nd/^{144}Nd$  для изохроны, построенной для всей совокупности имеющихся данных (после отбраковки образцов с нарушенной Sm–Nd изотопной системой).

Чем больше используется данных, тем больше вероятность правильной интерпретации, при этом все имеющиеся данные должны находить объяснения в рамках разработанной модели.

Всегда учитывать возможность контаминации исходных расплавов породами рамы.



При построении петрологической модели тщательно проверять верность постулатов, которые закладываются в ее основу.

Любые модельные построения не должны противоречить геологическим наблюдениям и здравому смыслу.

**Заключение.** При работе с любыми аналитическими данными, в том числе изотопными, следует всегда учитывать возможные ограничения используемых методов и подходов при их интерпретации и построении петрологических моделей. И всегда помнить, что любая непротиворечивая модель всего лишь свидетельствует о том, что так могло быть, но вовсе не доказывает, что именно так и было.

#### Список литературы

1. Егорова Ю.С. Санукитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники. Канд. дисс.-ия. С.-Петербург, 2014. 209 с.
2. Коваленко А.В. Возможности и ограничения Sm-Nd метода при датировании архейских магматических пород // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. – СПб.: Изд-во Политехн. Ун-та. 2010. С. 294–311.
3. Лобач-Жученко С.Б., Каулина Т.В., Лохов К.И., Скублов С.Г., Балтыбаев Ш.К., Антонов А.В., Сергеев С.А., Бережная Н.А., Галанкина О.Л. Совокупный анализ состава, строения и изотопного возраста циркона – важнейший элемент Геохронологического изучения полиметаморфических областей // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Тез.докл. Санкт-Петербург: ИГГДРАН, 2015. С. 16–67.
4. Bibikova, E., Petrova, A. & Claesson, S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.
5. Goldstein, S.J., Jacobsen, S.B. Nd and Sr Isotopic Systematics of River Water Suspended Material - Implications for Crustal Evolution // Earth and Planetary Science Letters. V. 87. № 3. P. 249–265.
6. Heilimo, E.; Halla, J.; Andersen, T.; Huhma, H. Neoproterozoic crustal recycling and mantle metasomatism: Hf-Nd-Pb-O isotope evidence from sanukitoids of the Fennoscandian shield // Precambrian Research. 2013. V. 228. P. 250–266.
7. Jahn, B.M., Wu, F.Y., Chen, B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implications for continental growth in the Phanerozoic // Episodes. 2000. V. 23. P. 82–92.
8. Kovalenko, A.V., Clemens, J.D., Savatenkov, V.M. Petrogenetic constraints for the genesis of Archaean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield // Lithos. 2005. V. 79. P. 147–160.
9. Lobach-Zhuchenko S.B., Kaulina T. V., Baltybaev S. K., Balagansky V. V., Egorova Yu. S., Lokhov K. I., Skublov S. G., Sukach V. V., Bogomolov E. S., Stepanyuk L. M., Galankina O. L., Berezhnaya N. G., Kapitonov I. N., Antonov A. V., Sergeev S. A. The long (3.7–2.1 Ga) and multistage evolution of the Bug Granulite–Gneiss Complex, Ukrainian Shield, based on the SIMS U-Pb ages and geochemistry of zircons from a single sample // Geological Society, London, Special Publications. In press.

## ОСОБЕННОСТИ МЕЗОАРХЕЙСКОГО (2.95–2.9 МЛРД ЛЕТ) ДАЦИТ-РИОЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА КОЙКАРСКОЙ СТРУКТУРЫ (Ц. КАРЕЛИЯ)

Гоголев М.А.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, [tag-333@mail.ru](mailto:tag-333@mail.ru)

Ранний палео- мезоархейский этап корообразования Карельского кратона наиболее ярко отражен в эволюции вещественно-структурных комплексов Водлозерского террейна (Лобач-Жученко и др., 2005).

В эволюционной модели становления террейна (на западном фланге Водлозерского блока) по данным Светова (Светов, 2005) выделяется инициальная стадия, включающая развитие островодужной системы с этапом заложения задугового бассейна (3,0–2,95 млрд лет), переходная (2,95–2,90 млрд лет) и аккреционная, с последующим переходом к субдукционной системе Андийского типа (2,90–2,85 млрд лет). В Койкарской структуре существует малоизученная кислая ассоциация (Светова, 1988) с возрастом  $2935 \pm 20$  млн лет (Бибилова, Крылов, 1983), которая может охарактеризовать переходный период в функционировании системы.

Целью доклада является комплексное геолого-петрологическое изучение мезоархейской кислой ассоциации Койкарской структуры.

Койкарская структура является одним из реперных разрезов Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, так как в ней наиболее полно сохранились комплексы задугового бассейна (коматиит-базальтовый) и фрагмент вулканической ассоциации Андийского типа (АДР с возрастом  $2860 \pm 15$  млн лет (Самсонов и др., 1996)).

Кислая ассоциация Койкарской структуры представлена в виде двух морфологических групп: протяженные дайкообразные тела (далее по тексту «дайки») малой мощности и субвулканические тела («Центральное» и «Южное») неправильной формы.

Дайки, мощностью до 10 м, распространены в центральной и северной частях структуры и секут вмещающий их коматиит-базальтовый комплекс. Породы имеют массивную текстуру и порфировидную структуру. Вкрапленники выполнены альбитизированным олигоклазом ( $An_{10-15}$ ), размером до 3 мм. Основная масса сложена кварцем и фенгитом с размером зерен меньше миллиметра.

Субвулканические тела, площадью около 0,01 км<sup>2</sup>, имеют неправильную в плане форму. Породы тел имеют порфировую структуру.

Порфировые вкрапленники центрального тела представлены сосюритизированным олигоклазом, размером до 3 мм, и кварцем до 2 мм. Матрикс имеет тонкокристаллическую структуру и сложен кварцем, фенгитом и альбитом. Второстепенные минералы представлены хлоритом, эпидотом, апатитом, цирконом, пиритом, рутилом и магнетитом.

В породах южного тела наблюдается две генерации вкрапленников – крупные (0,5–1 см по длинной оси) и мелкие (размером до 3 мм). Крупные вкрапленники выполнены таблитчатым олигоклазом и кварцем в соотношении 3:1. Мелкие представлены округлыми зернами полевых шпатов и кварца в соотношении 1:1. Матрикс сложен полевым шпатом и кварцем. Небольшие включения фенгита, размером до 50 мкм, эпидота и кальцита установлены в зернах плагиоклаза. Второстепенные минералы представлены хлоритом, эпидотом, апатитом, цирконом, сфалеритом, пиритом и гематитом.

Изучение химического состава даек и субвулкаников Койкарской структуры показало их принадлежность к дифференцированной дацит-риолитовой серии нормального ряда, характеризующейся трендом уменьшения концентраций  $MgO$ ,  $FeO_{tot}$ ,  $TiO_2$  при увеличении кремникислотности, что может отражать процесс фракционирования  $Cpx$  и  $Ti-Mgt$  в подобных системах (Puchtel et al., 1999).

Топология спектров распределения РЗЭ в риодацитах даек подобна таковому в адакитах прочих структур Водозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Светов, 2005) и адакитах неогаргейского зеленокаменного пояса Гадвал (кратон Дарвар (Индия)) (Manikyamba, 2007), но при этом общий уровень содержания РЗЭ в них более низкий. Подобные геохимические тенденции ранее отмечались в вулканической системе Эквадора (Bourdon et al, 2003), где описано постепенное обогащение в породах РЗЭ, связанное с удаленностью от фронта вулканической дуги (от фронтального андезитового ( $SiO_2 = 58-65$  вес%) комплекса вулкана Пичинча к тыловому базальтовому ( $SiO_2 = 44-54$  вес%) вулкана Сумако). По аналогии можно предполагать, что исследуемые риодациты Койкарской структуры могли сформироваться во фронте островной дуги.

Дацит-риолитовая серия центрального субвулканического тела Койкарской структуры по содержанию редких элементов характеризуется типичными адакитовыми характеристиками и подобна дацитовым адакитам Сумозерско-Кеннозерского, Хизоваарского и Костомукшского зеленокаменных поясов Карельского кратона (Samsonov et. al., 2005) и вулканической формации Ньюкастл (восточная Ямайка) (Hastie et al., 2010). Согласно представлениям ряда авторов (Samsonov et. al., 2005; Hastie et. al., 2010) данные составы могли сформироваться при давлении 12–16 кбар, температуре более 900 °С в результате 10% плавления метабазальтового протолита с образованием реститовой фазы  $Cpx$  (45–50%)+ $Gar$  (20%)+ $Pl$  (30–20%)+ $Hbl$  (10–5%) и последующей фракционной кристаллизации  $Pl$  (80%)+ $Cpx$ (20%) на меньшей глубине.

Распределение редких элементов в дацитах южного тела Койкарской структуры подобно риолитам вулканической зоны Таупио (Deering et. al., 2008), дацитам Северо-Западной Исландии (Willbold et al., 2009) и БАДР-ассоциации Карельского кратона (Samsonov et. al., 2005). При изучении современных островодужных систем Филиппин (Sajona et. al., 1996), Эквадора (Bourdon et. al, 2003) и Камчатки (Авдейко и др., 2006) установлено, что подобными распределениями редких элементов характеризуются известково-щелочные островодужные серии тыловых зон вулканических дуг.

Изучение Sm-Nd изотопной систематики в дацит-риолитовой ассоциации Койкарской структуры показало, что породы даек и южного субвулканического тела имеют значения  $\epsilon Nd(2927) = +2,1 \pm 1,5$ , близкие к таковым в деплетированной мантии, а центрального тела –  $\epsilon Nd(2927) = -6,6$ .

Таким образом, можно сделать вывод, что мезогаргейская кислая ассоциация Койкарской структуры представлена дацит-риолитами трех контрастных серий. Первая серия представлена дайками риодацитов, которые геохимически подобны архейским адакитам, но с топологией спектра распределения трасс-элементов, характерной для пород современных вулканов фронтов островных дуг. Вторая – дацит-риолитами Центрального субвулканического тела с редкоэлементной характеристикой, подобной архейским адакитам Карельского кратона. И третья – дацитами Южного тела, имеющими геохимические характеристики тыловых известково-щелочных островодужных БАДР серий.

Таким образом, однородные на первый взгляд кислые магматические ассоциации Койкарской структуры маркируют разные режимы магматогенеза субдукционных систем и могут свидетельствовать о перестройке конвергентной системы на западном фланге Водозерского блока в период 2,95–2,90 млрд лет.

### Список литературы

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. № 3.
2. Бибилова Е.В., Крылов И.Н. Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии // ДАН СССР, 1983, Т. 268. № 5. 189–191 с.
3. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Коваленко А.В. Крылов И.Н. Фенно-Карельская гранит-зеленокаменная область. Водлозерский домен // Ранний докембрий Балтийского щита (ред. В.А.Глебовицкий) СПб. Наука. 2005. С. 288–343.
4. Самсонов А.В., Бибилова Е.В., Пухтель И.С., Щипанский А.А., Журавлев Д.З. Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // Материалы 1-ой международной конференции «Корреляция геологических комплексов Фенноскандии», 1996. С. 74–75.
5. Светова А.И. Архейский вулканизм Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1988. 148 с.
6. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2005. 230 с.
7. Bourdon E., Eissen J. P., Gutscher M. A. et al. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America) // Earth and Planetary Science Letters, 2003. V. 205. P. 123–138.
8. Deering C. D., Cole J.W. AND Vogel T. A. A rhyolite compositional continuum governed by lower crustal source conditions in the Taupo volcanic zone, New Zealand // Journal of petrology, 2008. V. 49, number 12. P. 2245–2276.
9. Hastie A. R., Kerr A. C., McDonald I., Mitchell S. F., Pearce J. A., Millar I. L., Barford D., Mark D. F. Geochronology, geochemistry and petrogenesis of rhyodacite lavas in eastern Jamaica: A new adakite subgroup analogous to early Archaean continental crust? // Chemical Geology, 2010. V. 276. P. 344–359.
10. Manikyamba C., Kerrich R., Khanna T.C. and Subba Rao D.V. Geochemistry of adakites and rhyolites from the Neoarchaean Gadwal greenstone belt, eastern Dharwar craton, India: implications for sources and geodynamic setting // Can. J. Earth Sci., 2007. V. 44. P. 1517–1535.
11. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Y.V., Garbe-Schonberg C.-D., Samsonov A.V., Shchipansky A.A., 1999. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints. Geochim. Cosmochim. Acta 63. P. 3579–3595.
12. Samsonov A.V., Bogina M.M., Bibikova E.V., Petrova A.Y., Shchipansky A.A. The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield // Lithos, 2005. V. 79. P. 83–106.
13. Sajona F.G., Maurv R.C., Bellon H. et al. High Field Strength Element Enrichment of Pliocene-Pleistocene Island Arc Basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines) // J. Petrology. 1996. V. 37. N 3. P. 693–726.
14. Willbold M., Hegner E., Stracke A., Rocholl A. Continental geochemical signatures in dacites from Iceland and implications for models of early Archaean crust formation // Earth and Planetary Science Letters, 2009. V. 279. P. 44–52.

## ПРОБЛЕМА СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ХРЕБТА ПАЙ-ХОЙ

Канева Т.А.

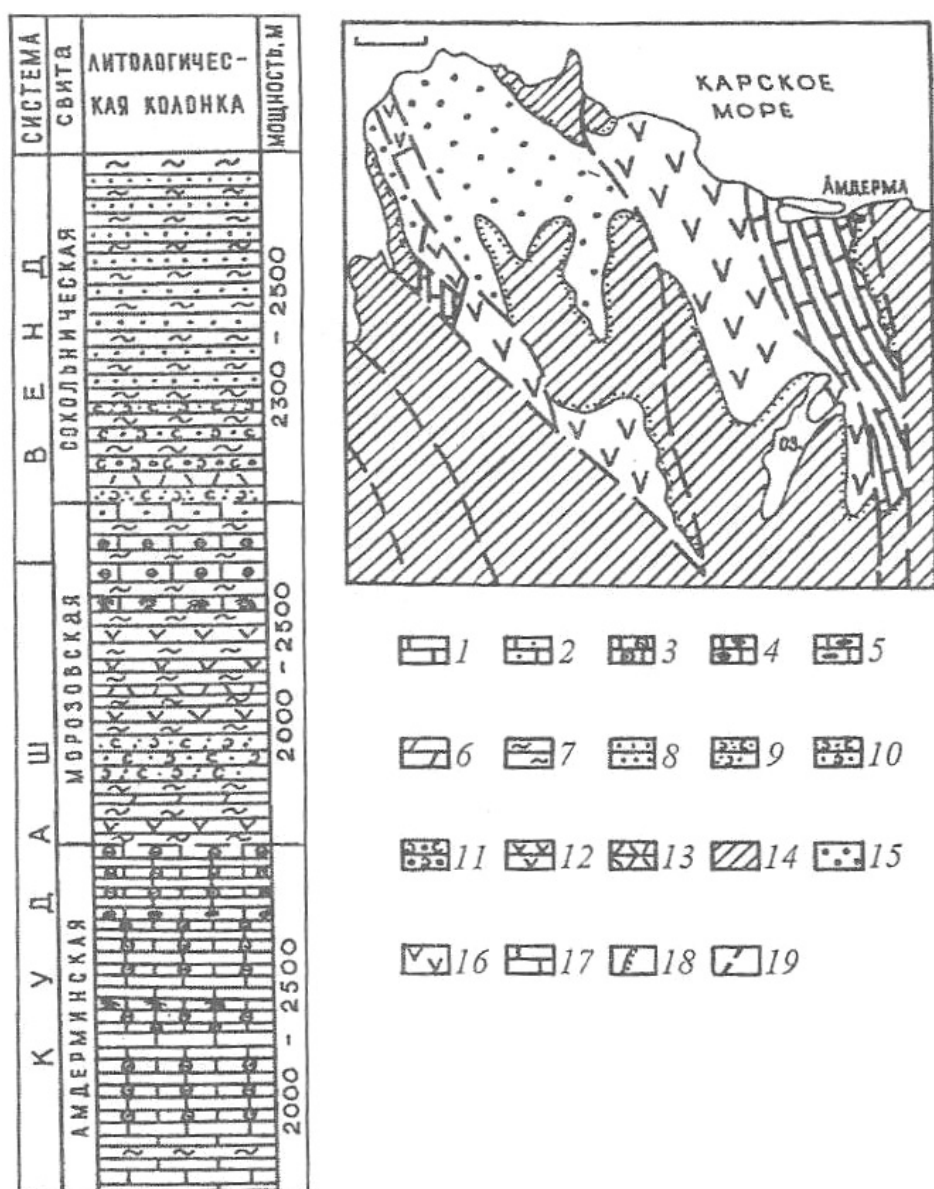
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, [ta\\_kaneva@mail.ru](mailto:ta_kaneva@mail.ru)

Территория Пай-Хоя уникальна по особенностям геологического строения и развития.

Докембрийские породы на хребте Пай-Хой обнажаются в ядре Амдерминской антиклинали и входят в состав амдерминской, морозовской и сокольниковской свит. Предполагается, что восточное крыло синклинали составляет самая древняя, существенно карбонатная, амдерминская свита (RF<sub>3am</sub>), разрез которой насыщен органическими известняками (рис. 1). Восточное широкое и западное узкое крылья принадлежат вулканогенной морозовской свите (RF<sub>3mr</sub>), а ядро синклинали – сокольниковской свите (RF<sub>3</sub>–Vsk), терригенной толще с прослоями кислых эффузивов (Терешко, 1983).

Стратиграфические взаимоотношения этих верхнепротерозойских образований до настоящего времени являются спорными. Изучением отложений района занимались многие исследователи, которыми установлены основные черты геологического строения территории и присутствие углового несогласия между верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими образованиями, а также составлен опорный разрез верхнепротерозойских отложений северо-западного Пай-Хоя.

Представления о стратиграфии района северо-западного Пай-Хоя отличаются схематичностью, плохим обоснованием картируемых подразделений и часто взаимно исключают друг друга. Также длительную историю имеет дискуссия о связи или независимости структур Полярного Урала и Пай-Хоя, которая продолжалась в течение всего XX столетия и нельзя сказать, что она уже закончилась.



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта и стратиграфическая колонка верхнепротерозойских отложений Амдерминской горст-антиклинали (Терешко, 1983).

1 – известняки; 2 – песчаные известняки; 3 – онколитовые известняки; 4 – строматолитовые известняки; 5 – известняки с линзами кремней; 6 – доломиты; 7 – зеленые сланцы; 8 – песчаники; 9 – туфопесчаники; 10 – туфогравелиты; 11 – туфоконгломераты; 12 – основные эффузивы; 13 – кислые эффузивы; 14 – уральды; 15 – сокольнинская свита; 16 – морозовская свита; 17 – амдерминская свита; 18 – несогласные границы; 19 – разломы.

Первые сведения о природе и геологии Югорского полуострова были освещены в работах А. Эрмана (1835), А.Г. Шренка (1837), А. фон Гумбольта (1843), Э. Гофмана и М. Ковальского (1856), А. Норденшельда (1875).

После кратковременных, в значительной степени случайных посещений для Пай-Хоя до середины 30-х гг. XX в. наступил своеобразный застой в геологических исследованиях, он сменился резким оживлением, связанным с работой Вайгачской экспедиции. В период с 1930-х до конца 1950-х гг. начали работать первые тематические геологические экспедиции и стал собираться систематический материал по геологии и полезным ископаемым Пай-Хоя.

Во время среднемасштабных геологосъемочных работ решались основные для того времени вопросы стратиграфии и тектоники Пайхойского антиклинория. Первые сведения о геологическом строении Амдерминской структуры получены Е.А. Кузнецовым и К.И. Астащенко. На карте он впервые в виде основной структурной единицы района выделил простирающийся в северо-западном направлении Пайхойский антиклинорий, ось которого погружается на юго-восток, к Уралу.

С 1957 г. на Пай-Хое началась детальная геологическая съемка, которую проводили геологи разных партий.

В 1957 г. А.М. Иванова издает лист R-41-XIX, XX Государственной геологической карты масштаба 1:200 000. Карта была составлена в основном, по материалам ранее проводимых геологических съемок. Собственные полевые исследования А.М. Ивановой проводились на небольшой площади. Этим, вероятно, и объясняется целый ряд ошибок при решении вопросов стратиграфии и тектоники района.

По А.М. Ивановой в геологическом строении территории листов R-41-XIX, XX принимают участие палеозойские породы от кембрийского до раннепермского возраста включительно. Представления предыдущих исследователей о двухъярусном строении территории ею отвергаются. Иванова А.М. выделила амдерминскую свиту кембрийского возраста, на верхние горизонты которой с размывом залегает эффузивно-осадочная оченырдская (морозовская по новой стратиграфической схеме) свита ниже-среднеордовикского возраста. К кембрию-нижнему ордовикау ею относятся вулканогенно-осадочные породы сокольнинской свиты. Стратиграфическая схема А.М. Ивановой изобилует ошибками и неточностями и последующими работами была доказана ее несостоятельность (Лямин и др., 1983). Наиболее существенной ошибкой при расшифровке тектонического строения района, допущенной А.М. Ивановой, является то, что она не выделяет углового несогласия между доордовикскими и ордовикскими отложениями.

В 1957–1959 гг. сотрудниками НИИГА (Бондарев и др., 1964) было проведено изучение ордовикских отложений на о. Вайгач и побережье северного Пай-Хоя между мысом Соколым и островом Местным. Во время исследований было установлено угловое несогласие между ордовикскими и доордовикскими образованиями и что, эффузивно-терригенная толща, выделенная А.М. Ивановой в оченырдскую свиту, залегает под базальными горизонтами нижнего ордовика. На это было указано еще в работе Е.А. Кузнецова и в дальнейшем подтверждено при геологической съемке масштаба 1:50 000, проведенной В.И. Шляховым в 1965–1967 гг.

В 1960 г. сотрудниками НИИГА В.И. Бондаревым и И.Г. Загорской была разработана иная схема стратиграфии древних толщ района. Авторы считали, что амдерминская свита ранне-среднекембрийского возраста и ее фациальный аналог маньинская (оченырдская А.М. Ивановой) свита перекрываются позднекембрийской сокольнинской свитой.

В 1965–1967 гг. на территории, прилегающей к району работ с севера, Югорской ГИСП были проведены геолого-поисково-съемочные работы (В.И. Шляхов, Х.Т. Шляхова и др.). В результате этих работ была составлена геологическая карта масштаба 1:50000 и разработана довольно подробная стратиграфическая схема доордовикских толщ (Микляев и др., 1971). В основании разреза выделяются отложения амдерминской свиты позднерифейского возраста мощностью свыше 2000 м, выше залегают вулканогенно-осадочные породы маньинской свиты позднепротерозойско-кембрийского возраста мощностью до 2500 м и венчает разрез темноцветная терригенная с подчиненным количеством эффузивных пород сокольнинская свита мощностью 2300–2700 м.

Возраст амдерминской свиты В.И. и Х.Т. Шляховы уверенно обосновывают многочисленными сборами онколитов, которые по мнению определявшего их В.Е. Забродина (Забродин, 1970) характеризуют осадки свиты в интервале верхний рифей – нижний венд. Взаимоотношения амдерминской, маньинской (морозовской) и сокольнинской свит в результате этих работ остались невыясненными. Верхнепротерозойско-кембрийский и кембрийский возраст двух последних свит определен условно.

В 1968–71 гг. геологосъемочные работы масштаба 1:50 000 проводились Тоинтинской партией на южном замыкании Амдерминской структуры под руководством А.С. Микляева. Вслед за Шляховыми он выделяет карбонатную амдерминскую свиту и вышележащую бедамельскую (в объеме маньинской по В.И. и Х.Т. Шляховым и оченырдской по А.М. Ивановой) свиту. При определении более высокого, чем амдерминская свита стратиграфического уровня А.С. Микляев ссылается на устное сообщение В.С. Енольяна, утверждающего о наличии на р. Поймо-Яха конгломератов бедамельской свиты с онколитами. Большим достижением рассматриваемых работ явилось установление в верхней части базальных горизонтов уралид фауны трилобитов и брахиопод, указывающих на кембрийский возраст вмещающих их осадков (Лямин и др., 1983).

В.С. Енольян предлагал отличающуюся от представлений предшественников стратиграфическую схему древних толщ района. При этом его точка зрения постоянно менялась. Так в диссертации в 1971 г. он описывает сокольнинскую свиту как самую древнюю толщу региона. Выше выделяется амдерминская свита, на которую со стратиграфическим несогласием, по мнению В.С. Енольяна, залегают породы морозовской (маньинской по В.И. и Х.Т. Шляховым, оченырдской по А.М. Ивановой или бедамельской по А.С. Микляеву) свиты. Спустя 7 лет в 1977 г. В.С. Енольян принимает иную схему стратиграфии древних толщ. В основании разреза он теперь выделяет амдерминскую свиту, на которой залегает сокольнинская свита, а венчает разрез со стратиграфическим перерывом морозовская свита. Основанием для подобных



стратиграфических построений у В.С. Енокяна служит описываемый по р. Желтой «контакт между амдерминской и морозовской свитами, где в базальном горизонте последней, залегающих на известняках амдерминской свиты, содержится галька амдерминских и сокольниковских пород» (Енокян, 1971).

В 1981 г. завершаются работы по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1:50 000 о. Вайгач и СЗ Пай-Хоя (Хлопенюк, 1981). На территории Амдерминской антиклинали выделяются амдерминская, морозовская и сокольниковская свиты, при этом амдерминская свита охарактеризована микрофитолитами IV комплекса, в составе морозовской свиты установлены микрофитолиды, определения которых противоречивы – З.А. Журавлева сначала установила формы IV комплекса, а год спустя – II комплекса. Возраст сокольниковской свиты и доордовикских отложений принят условно в диапазоне венд – кембрий.

В 1981–1982 гг. Полярноуралгеологией в составе А.З. Лямина, В.В. Терешко и др. проводились тематические работы по составлению опорного разреза верхнепротерозойских отложений о. Вайгач, северо-запада Югорского полуострова, Центрального Пай-Хоя и хр. Енганепэ. Эти авторы крайне не согласны с выводами В.С. Енокяна. Они утверждают, что в бассейне р. Желтая выходы амдерминской свиты вообще отсутствуют, так что соображения о возможности контакта амдерминской и морозовской свит по р. Желтой представляются некорректными. В основании докембрийского разреза ими выделяется карбонатная амдерминская свита позднерифейского возраста. Вышележащая вулканогенно-осадочная морозовская свита имеет возраст в диапазоне поздний рифей-венд, а в верхах разреза находится темноцветная сокольниковская свита вендского возраста. В основу стратификации положен биостратиграфический принцип. Строматолиты верхнего протерозоя изучались М.Е. Раабен, онколиты – З.А. Журавлевой и М.С. Яшиным. Результаты фитогеологических исследований не дают однозначного ответа на взаимоотношения амдерминской и морозовской свит – комплексы онколитов в них практически тождественны, но в морозовской свите установлены единичные формы, проходящие в венд (Терешко, 1983).

Этими авторами (А.З. Лямин, В.В. Терешко) установлена наиболее обоснованная возрастная последовательность разреза доуралид: амдерминская свита (верхний рифей), морозовская свита (верхний рифей), сокольниковская свита (верхний рифей – венд), которая существует на сегодняшний день. Говоря об обоснованности данной схемы хотелось бы подчеркнуть, что стратиграфические взаимоотношения протерозойских подразделений на территории Пай-Хоя не наблюдаются, абсолютные возрастные датировки указанных толщ отсутствуют, представления о возрасте и последовательности разреза основываются на геологических и биостратиграфических данных. Таким образом, к настоящему времени вопрос о взаимоотношениях указанных свит на основе биостратиграфии не имеет решения. Принятая последовательность разреза доуралид базируется исключительно на общегеологических данных, которые свидетельствуют о том, что морозовская и сокольниковская свиты образуют единую естественно-историческую последовательность отложений, включающую островодужный вулканогенно-осадочный (морозовский-нижнесокольниковский) и коллизионный (верхнесокольниковский) этапы.

В настоящее время мы работаем над уточнением стратиграфии докембрийских образований северо-западного Пай-Хоя и, возможно, предложим свою точку зрения.

#### Список литературы

1. Гофман Э.К. Северный Урал и береговой хребет Пай-Хой. – СПб., 1856.
2. Енокян В.С. Палеозойские отложения и история геологического развития западного Пай-Хоя и острова Вайгач. М.: МГРИ. 1971. 26 с. (Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минерал. наук).
3. Ковальский М.А. Географическое определение мест и магнитные наблюдения на Северном Урале. СПб., 1853.
4. Лямин А.З., Терешко В.В., Чуприяновская Г.А., Корчак И.С., Хорошкеев Н.И. Разработка и составление легенд для крупномасштабных геологических карт (в 3-х томах). Воркута, 1983. Т. 2.
5. Микляев А.С., Давыдов К.В., Мазур Д.Д. и др. Геологическое строение территории листов R-41-86-Б (в, г), Г; 87-А (в, г), Б, В, Г; 88-А (а, б), Б (а). Отчет Тоинтинской ГПСР по работам м-ба 1:50 000 в 1968-1970 гг. Воркута, 1971. 355 с. ВО КРГФ.
6. Нордениельд А.Э. Сообщение о результатах путешествия в Карское море и Енисей // Записки Уральского общества естествоиспытателей. Екатеринбург, 1877. Т. 2. Вып. 2. С. 213.
7. Терешко В.В. Стратиграфия верхнепротерозойских отложений северо-западного Пай-Хоя // Верхний докембрий севера Европейской части СССР. Сыктывкар, 1983. С. 130–134.
8. Хлопенюк А.Ф. и др. Отчет о результатах аэрофотогеологического картирования М 1:50 000 на территории Полярного Урала, Приполярного Урала и Пай-Хоя (по работам 1976–1981 гг.). Воркута, 1981.
9. Шренк А.И. Путешествие на северо-восток Европейской России через тундры самоедов к северным Уральским горам, предпринятое в 1837 г. / Пер. с нем. СПб., 1855.
10. Эрман А. Обдорск. (Из путешествия доктора Эрманна вокруг света). – ЖМВД, 1835, ч. 17. № 7. С. 40–57 (паг. 2-я).

## АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Колдибеков О.Я., Абдуазимова З.М.

ГП «Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов», O.Qoldibekov-1980-12-29@bk.ru

Исследуемая территория охватывает возвышенности Букантау, Ауминза-Бельтау, Джетымтау, Аристантау, хребты Северный и Южный Нуратау, Гобдунтау, возвышенности Марджанбулак. В строении горных сооружений изучаемого региона принимают участие метаморфические и метаморфизованные в разной степени докембрийские образования, слагающие сложнодислоцированные разрезы, характерной особенностью которых является покровно-чешуйчато-складчатое строение. Разрезы докембрийских отложений указанных территорий характеризуются сложным строением, совмещением разновозрастных и генетически различных ассоциаций пород, никогда не бывавших в стратиграфических взаимоотношениях друг с другом. Поэтому одной из главных задач биостратиграфических исследований является реконструкция стратиграфической последовательности местных стратон – свит, определение их объемов и границ. Это осуществлялось комплексом методов стратиграфии: биостратиграфическим, литологическим, тектоно-структурным, событийным и др.

**Докембрийская акротема (Precambrian).** В Западном Узбекистане отложения архея и нижнего протерозоя достоверно не известны. Но имеются интересные данные о нахождении в ордовикских терригенных породах (алевропесчаниках) косманачинской рудовмещающей толщи Тамдытау обломочного циркона возрастом 2332–3729 млн лет (Миркамалов и др., 2011), что может свидетельствовать о присутствии таких древних пород в областях сноса.

В разрезе докембрия изучаемой территории выделяются два резко различных по степени метаморфизма комплекса – нижний и верхний. К нижнему относятся свиты, сложенные породами метаморфизованными в амфиболитовой фации – преимущественно кристаллические сланцы и амфиболиты. Верхний комплекс представляют несколько слабее метаморфизованные вулканогенно-кремнисто-карбонатные образования.

**Протерозойская эвотема. Нижний – средний рифей (?).** Самыми древними образованиями в Западном Узбекистане считаются в Букантау чолчаратауская, в Ауминза-Бельтау, Джетымтау, Северном Нуратау – ауминзинская, в Южном Тамдытау таскаринская и джургантауская свиты. Точный возраст пород этих свит не установлен из-за отсутствия в них органических остатков, обусловленное полным постседиментационным преобразованием первичного состава пород. Имеющиеся радиологические датировки более 40 летней давности показывают возрастной интервал в пределах  $1750 \pm 50$  – 718 миллионов лет, соответствующий концу палеопротерозоя и началу неопротерозоя по МСШ-2012, или раннему-среднему рифею согласно Общей стратиграфической шкале Узбекистана. Для решения проблемы определения возраста пород и этапов метаморфизма указанных свит требуются изотопные датировки, определенные с применением современных методов.

**Верхний протерозой (Неопротерозой). Средний – верхний рифей  $R_{2-3}$ .** Отложения этого стратиграфического уровня слагают протерозойский верхний комплекс, представленный вулканогенно-углеродисто-кремнисто-карбонатными образованиями кокпатасской, боздонтауской, тасказганской, аккудукской, сувликсайской, богамбирской, суялташской, султанбайской свит.

**Кокпатасская свита –  $R_{2-3}kr$**  распространена в Центральных Кызылкумах в Южном Букантау. В результате тектонических проявлений была нарушена первичная последовательность наслоения практически всех докембрийских и палеозойских отложений с образованием толщ олистостромового строения и меланжей. Стратиграфические контакты не установлены. Низы разреза (мощность до 100 м) сложены темно-серыми кварцитами, микрокварцитами и графитисто-сланцевыми, кварц-графитистыми сланцами, содержащими линзы и прослои доломитов, известняков и metabazaltov. Карбонатные разности пород содержат в большом количестве органические остатки верхов среднего-верхнего рифея: невландииды – *Newlandia* aff. *Subtila* Krasn., *Newlandia* sp.; саралинскииды – *Incertadia* sp., *Saralinskia* sp.; камазииды – *Tridia* sp.; фитодериваты – *Strematactis* sp., *Algotactis* aff. *Tennis* Posp., *Camasiella problematica* Posp.; микрофитолиты – *Vesicularites* aff. *Compactus* Jak., *Vesicularites* sp. Верхи разреза представлены серыми и темно-серыми слоистыми и массивными доломитами и доломитистыми известняками, переслаивающимися с кремнями. Последние находятся в подчиненном количестве. Мощность 100–150 м. Породы этой части разреза содержат богатейший и разнообразный позднерифейский комплекс микрофитолитов – *Osagia alveolata* Schip. (ms), *Volvatella sonalis* Zhur., *Glebosites gentiles* Z.Zhur и др.; невландиид – *Clathristroma* sp.; камазиид – *Tridiidae*, *Caryschia brevis* Sosn (ms); саралинскиид – *Incertadia lamellifera* Aberr.; акритарх – *Trachyhystrichosphaera aimica* Herm., Tr. *Parva* Mikh., *Leiosphaeridia holtedahlii* (Tim.) и др. Суммарная мощность свиты около 350 м.

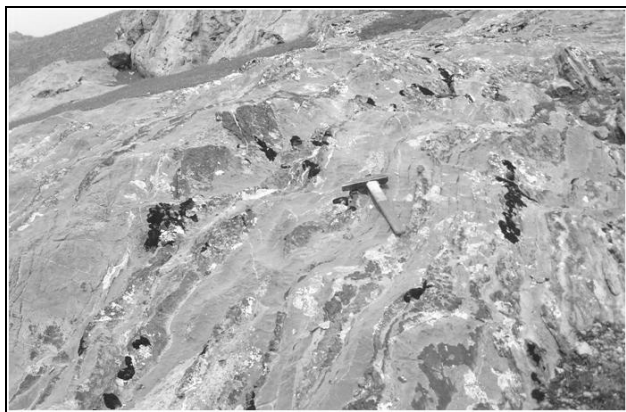
**Верхний рифей –  $R_3$ . Боздонтауская свита –  $R_3 bz$**  развита в Букантау, обнажаясь узкой полосой (0,1–0,25 км) в тектонических чешуях, с интенсивно дислоцированными пародам. Основание разреза сложено пачкой (~ 30–40 м) темных массивных доломитов, содержащих линзовидные и желвакообразные тела (М. 5 x 15 см) яшмовидных пород черного цвета (рис. 3), состоящих из кремнистой массы, пигментированной тонкодисперсным углеродисто-графитистым веществом. Породы переполнены поздне-рифейскими микрофитолитами – *Osagia tenuilamellata* Reitl., *Osagia aculeata* Z.Zhur., *Osagia corticosa* Nar., *Osagia rotundata* Z.Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z.Zhur., *Glebosites gentiles* Z.Zhur и др. (рис. 4). Мощность 80–50 м.

**Тасказганская свита –  $R_3 ts$**  имеет широкое распространение в Центральных Кызылкумах на юге Тамдытау, в Ауминзатау, Бельтау. Отдельные ее фрагменты и глыбовые тела развиты в полосе распространения более молодых, нижнепалеозойских метатерригенных образований. Они часто приурочены к участкам развития рудовмещающих толщ. Нами эта свита принимается в объеме вулканогенно-кремнисто-карбонатных образований (Абдуазимова З.М. и др., 2002). По биостратиграфическим и литолого-стратиграфическим особенностям тасказганская свита подразделена на две части. Нижняя представлена зелеными, темно-серыми, черными углеродисто-кварцевыми, кварц-кремнисто-углеродистыми, эпидот-плагноклаз-амфибол-хлоритовыми сланцами, чередующимися с полосчатыми графитистыми кварцитами, микрокварцитами с редкими прослоями и линзами карбонатных пород. Мощность – 300 м. Позднепротерозойский (позднерифейский) возраст тасказганской свиты обосновывается находками богатого комплекса макро- и микроорганических остатков: акритархи – *Chuarina circularis* Walcott, *Leiofusi diumdubium* Jank., *Leiosphaeridia holtedahlii* (Tim.), *L. jacutica* (Tim.), *Margominuscula rugosa* Naum., *Satka elongata* Jank. и др.; цианобактерии – нитчатые, коккоидные и др. микрофоссилии – *Brevitrichoides bashkiricus* Jan., *Eomycetopsis typicus* (Her.) и др.; грибы – *Artacellularia ellipsoidea* Hermann. Позднерифейскому возрасту не противоречат и давние радиологические данные, устанавливающие возраст микрофитолиитсодержащих доломитов в пределах 870±80 млн лет и 1180 млн лет (фондовые материалы Кима О.И. и др., 1970); 800–1300 млн лет (Хорева и др., 1971). Новейшие U/Pb (SHRimp) датировки цирконов из метагабброидов основания свиты указывают на возраст 757±21 млн лет, что соответствует позднему рифею (Миркамалов и др., 2011).

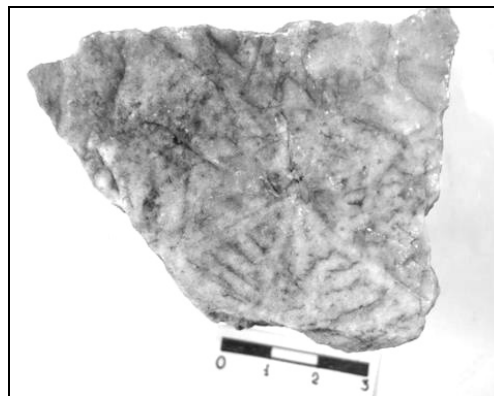
**Аккудукская свита –  $R_3 ak$**  обнажается в виде тектонических пластин, чешуй, глыб в Северном Тамдытау. Сложенные массивными и слоистыми серыми, темно-серыми доломитами, доломитовыми известняками с прослоями темно-коричневых и черных кремней. М. не более 100–120 м. Позднерифейский возраст установлен по комплексу микрофоссилий (акритарх, нитчатых) – *Chuarina circularis* Wal., *Margominuscula rugosa* Naum., *Leiosphaeridia jacutica* (Tim.), *L. crassa* (Naum.), *Satka elongata* Jank., *Artacellularia ellipsoidea* Herm., *Eomycetopsis typicus* (Herm.), *Tortunema sibirica* Herm. и др.; микрофитолитам – *Nubecularites antis* Z.Zhur., *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. cf. Corticosa* Nar., *Ambigolamellatus horridus* Z.Zhur. и др.

**Сувликсайская свита –  $R_3 sv$**  развита на западе хр. Северный Нуратау, обнажается небольшими фрагментами, отдельными глыбовыми горизонтами, слагающими тектонические пластины и чешуи среди зеленокаменных пород ауминзинской свиты  $PR_2$  ( $R_{1-2}$ ?). Нижняя часть представлена чередующимися пачками и прослоями темных кварцитов, графитисто-кварцевых, кварц-графитисто-сланцевых и актинолитовых сланцев, доломитов, известняков, кремней. Мощность около 200 м. Верхняя часть – горизонтами массивных кремней, известняков и доломитов, обнажаются в виде тектонических чешуй на крыльях Фазильманской структуры, где они чередуются с метатерригенными образованиями кансайской свиты венданского кембрия (?). Мощность свиты около 300 м. Позднерифейский возраст обосновывается находками, акритарх – *Leiosphaeridia jacutica* Tim., *Chuarina circularis* Walc., *Margominuscula rugosa* Naum., *Satka elongata* Jank. и др. Нижний и верхний контакты тектонические.

**Богамбирская свита –  $R_3 bg$**  обнажается на северных склонах хр. Северный Нуратау в виде тектонических линз, блоков, иногда дугообразно изогнутых, вытянутых цепочками вдоль гряды. Разрез свиты представлен в нижней части толсто-среднеслоистыми массивными доломитами серого, темно-серого цвета с многочисленными биостромами невландиид и камазиид, переслаивающимися с тонкими прослоями темно-коричневой кремнисто-карбонатной породы (рис. 1). Верхи разреза сложены серыми слоистыми онколитосодержащими органогенно-обломочными доломитами, переслаивающимися со слоями карбонатных пород, содержащими камазииды, невландииды и др. (рис. 2). Мощность до 225 м. Позднерифейский возраст обосновывается разнообразным комплексом, принадлежащим акритархам – *Leiosphaeridia jacutica* (Tim.), *L. holtedahlii* (Tim.), *Chuarina circularis* Wal., *Margominuscula rugosa* Naum., *Satka elongata* Jank. и др.; нитчатым микрофоссилиям – *Tortunema sibirica* Herm., *Eomycetopsis typicus* (Herm.), *Polytrichoides lineatus* Herm.; микрофитолитам – *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. Columnata* Reitl., *O. Corticosa* Nar., *Volvatella zonalis* Nar., *Ambigolamellatus horridus* Z.Zhur. и др.; невландиидам – *Clatristromac.* *Tarnovskii* Posp., *Aloeolia clathrata* Sosn.; камазиидам – *Caryschia* sp.; строматолитам – *Frutexina* aff. *Rubia* Raab.

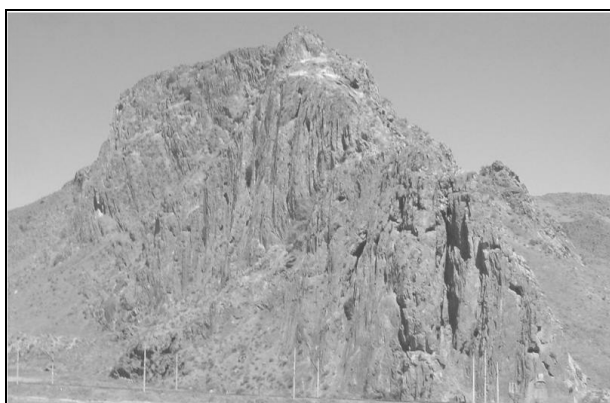


**Рис. 1.** Доломиты с прослоями кремнистых пород. Богамбирская свита  $R_3 bg$

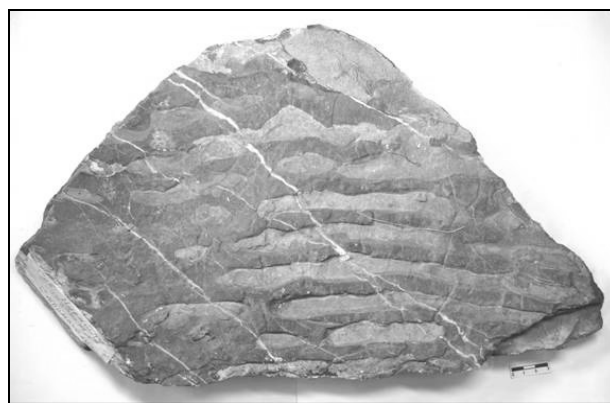


**Рис. 2.** Лучистая колония камазиид, сложенная доломитом. Богамбирская свита  $R_3 bg$

**Суялташская свита** –  $R_3 sl$  развита на южных склонах хр. Северный Нуратау. Свита сложена преимущественно темно-серыми массивными и толстослоистыми доломитами, доломитовыми известняками с прослоями темно-коричневой и желтовато-серой кремнисто-карбонатной породы. Среди массивных и толстослоистых разностей встречаются пачки небольшой мощности (от 0,4 до 2,5 м) средне- и тонкослоистых доломитов, переслаивающихся с тонкими (2–4 до 10 мм) прослоями кремнисто-карбонатной породы. Для свиты характерно присутствие многочисленных органогенных пластов-биостромов, переполненных микрофитолиитами, микростроматитами, камазидами и др. (рис. 3, 4), среди которых определены – *Glebosites guttatus* Jaksch., *Glebosites gentiles* Jaksch.; микрофоссилии: акритархи – *Leiofusidium dubium* Jane., *Trachyhystrichosphaera parva* Mich., Tr. cf. *Aimica* Herm., *Leiosphaeridia jacutica* (Tim.) и др. Карбонатные породы содержат пластовые постройки – биостромы микростроматитов – *Pseudogymnosolen* cf. *Pandum* L. Et L., *Floriscolumella figurate* X., *Liaoheella liaoheensis* Cao, биогермы камазиид – *Tridia koptevi* Schip и др.; саралинскиид – *Incertadia lamellifera* aberr. *Arcuata* Sosn. (ms) и др., указывающих на позднеерифейский возраст вмещающих пород.



**Рис. 3.** Местонахождение парастратотипа суялташской свиты  $R_3 sl$ . Тамерлановы ворота, правый борт р. Санзар



**Рис. 4.** Строматолиты в доломитах суялташской свиты  $R_3 sl$ , район сел. Газарма, хр. Северный Нуратау

**Султанбайская свита** –  $R_3 sl$  обнажается на возвышенностях Марджанбулак и в хребте Южный Нуратау (район кол. Султанбай) в тектонических блоках среди терригенных пород ордовика. Свита сложена полосчатыми темно-серыми углеродистыми кварцитами с линзовидными прослоями доломитов. Породы в большей части брекчированы и окварцованы. Мощность от первых метров до 100 м. В доломитах микрофитолииты – *Volvatella* cf. *Zonalis* Nar., *Nubecularites uniformis* Z.Zhur., встречающиеся в позднеерифейском комплексе аналогов этой свиты в Западном Узбекистане.

#### Список литературы

1. Абдуазимова З.М., Александрова Н.В. Особенности геологического строения и биостратиграфия гряды Богамбир (Южный Тянь-Шань, хребет Северный Нуратау) / Узб.геол.журн. № 2. 2003. С. 3–12.

2. Абдуазимова З.М. Актуальные проблемы региональной геологии древних толщ Кызылкумо-Нуратинского региона (Западный Узбекистан) / Геология и минеральные ресурсы, № 5. 2007. С. 29–34.

3. Миркамалов Р.Х., Чирикин В.В. и др. U-PB (SHRIMP) геохронология гранитоидных и метаморфических комплексов Тянь-Шаньского складчатого пояса (Узбекистан) / Сборник тезисов республиканской научно-технической конференции, Ташкент-2011, С. 105–106.

## СТРОМАТОЛИТЫ ПОЛУОСТРОВА СРЕДНИЙ – НОВОЕ СВЯЗУЮЩЕЕ ЗВЕНО В СТРОЕНИИ РИФОГЕННОЙ (КАРБОСТРОМОВОЙ) ФОРМАЦИИ ВАРАНГЕР-ТИМАНСКОГО ПОЯСА БАЙКАЛИД

Михайленко Ю.В.

Ухтинский государственный технический университет, [yulia-v-m@mail.ru](mailto:yulia-v-m@mail.ru)

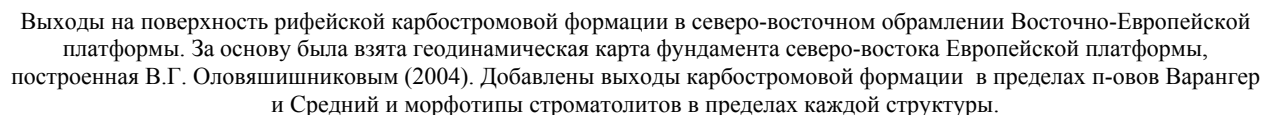
Строматолитовая (карбостромовая) формация в пределах Варангер–Тиманского пояса байкалид (или тиманид) прослеживается узкой полосой (2500 км) вдоль Главного Тиманского разлома (или Центрально-Тиманского по (Оловянишников, 1998)) и его северо-западного продолжения – разлома Тролльфиорд-Комагельв от Полюдова Кряжа до Северной Норвегии (Раабен, 2007; Кочетков, Иванов, 2009) (рис.). Впервые органогенные карбонатные толщи верхнего докембрия были выделены Б.М. Келлером (1973) в карбостромовую формацию, которая является, по нашим данным, важным биорепером при корреляции рифейских комплексов.

Строматолитовая формация в пределах Канино-Тиманского региона рассматривается в составе быстринской серии, которая одними исследователями отнесена к верхнему рифею (Оловянишников, 1997, 2004; Раабен, 1975, 2007; Маслов и др., 2002), другими – к среднему рифею (Кочетков, 1963; Кочетков, Иванов, 2009). Карбостромовая формация на Тимане известна под названиями *павьюгской свиты* на Цильменском (950–1000 м) и Четласском (1000 м) Камнях и – на Джежимпарме (около 1000 м), *ропчинской свиты* – на Очпарме (не менее 920 м), свиты доломитов мысов Лудоватых (около 700 м) на п-ове Канин. К юго-востоку она прослеживается на Полюдовом Кряже под названием низьвенской свиты (1800–1950 м) (Оловянишников, 1997). В северо-западном направлении карбостромовая формация прослеживается в объеме коровинско-чернореченского горизонта (около 160 м) на о. Кильдин, доломитов со строматолитами (около 50 м) формации Грасдаля на п-ове Варангер (Северная Норвегия). Таким образом, мощность формации в пределах Варангер–Тиманского региона увеличивается с северо-запада на юго-восток.

До недавнего времени считалось, что в северо-западном направлении относительно Тиманского Кряжа карбостромовая формация замещается полностью терригенными отложениями и на п-ове Средний она отсутствует (Оловянишников, 1997). Однако, в 2006 г. при проведении полевых работ на п-ове Средний (О.С. Кочетков, Н.Ф. Иванов) вдоль юго-восточного побережья губы Большая Волоковая были обнаружены пластовые строматолиты в составе пестроцветной терригенно-карбонатной каруярвинской свиты (около 70 м) кильдинской серии рифея (Кочетков, Иванов, 2009; Михайленко, Иванов, 2011; Кочетков и др., 2014). Пластовые строматолиты каруярвинской свиты были определены палеонтологом С.А. Анисимовой как *Stratifera aff. flexurata* Komar, которая встречается в разрезе авзянской свиты юрматинской серии Южного Урала (средний рифей) и в верхней подсвите котуйканской свиты Анабарского массива (нижний рифей). Таким образом, строматолиты п-ова Средний являются связующим звеном между рифейскими строматолитами п-ова Варангер и о. Кильдин, которые рассматриваются в составе вышеупомянутой строматолитовой формации, обрамляющей с северо-востока Восточно-Европейскую эпикарельскую платформу. Очевидно, что на п-ове Средний мы наблюдаем неполный разрез каруярвинской свиты, так как она с угловым несогласием перекрыта породами волоковой серии (Любцов и др., 1990).

Строматолитовая формация Варанге-Тиманского региона сопоставляется М.Е. Раабен с верхнерифейской строматолитовой формацией стратотипического разреза Южного Урала – с катавско-миньярским горизонтом (каратавий, верхний рифей) (Раабен, 1975, 2007). Ею на Тимане детально изучен только комплекс столбчатых строматолитов, в то время как пластовые строматолиты только упоминаются в ряде разрезов, но детально никем не рассматривались. Так, например, при характеристике карбонатных пород павьюгской, ропчинской и низьвенской свит в работе В.Г. Оловянишникова (1997) употребляются следующие выражения: «*в доломитах присутствуют тонкие доломитовые пленки*», «*в отдельных прослоях встречаются водорослевые пленки и строматолиты*», «*известняки с тонкими параллельными напластованию пленками водорослевого происхождения*», «*известняки обогащены мелкими строматолитами и водорослевой проблематикой*», «*известняки с редкими неправильными слоевищами водорослей*». В отчете Н.Г. Коноплевой (1971) на о. Кильдин в составе второй салминской подсвиты (соответствует чернореченской свите в схеме Любцова и др., 1990) на-





Изучение состава, стратиграфического и тектонического положения пород рифейской карбостромовой формации имеет важное теоретическое значение, так как от этого зависят построения геодинамических моделей развития северо-востока Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии, взгляды на которые в настоящее время противоречивы. Учитывая чрезвычайную линейную протяженность карбостромовой формации в пределах Варангер-Тимасного пояса байкалитид (2500 км), строгую приуроченность ее к зоне Главного Тиманского разлома и его северо-западного продолжения – разлома Тролльфиорд-Комагелль, которые разделяют весь изучаемый регион на две структурно-формационные зоны (юго-западную, приплатформенную, мелководную и северо-восточную, глубоководную, флишoidную), мы можем использовать ее для фиксации в позднедокембрийском палеотектоническом плане границы зон перикратонного опускания и миогеосинклинали. Ее формирование фиксирует начало интенсивного прогибания и активизации тектонических процессов на перикратонной окраине платформы.

### Список литературы

1. Кочетков О.С. К вопросу о стратиграфии и тектонике древних толщ фундамента Тимана // Тр. ИГ КФ АН СССР. 1963. С. 57–68.
2. Кочетков, О.С., Иванов, Н.Ф. О некоторых аспектах формационно-геоструктурного развития Варангер-Тиманского подвижного пояса байкалит // XV Геологический съезд Республики Коми. Тез. докл. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 124–127.
3. Любцов В.В., Негруца В.З., Предовский А.А. Верхнедокембрийские отложения Кольского побережья Баренцева моря. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1990. 100 с.
4. Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В. Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала: литостратиграфия, условия формирования и типы осадочных последовательностей // Литосфера. 2002. № 2. С. 54–95.
5. Михайленко Ю.В., Иванов Н.Ф. О рифейских пластовых строматолитах караярвинской свиты полуострова Средний (северное побережье Кольского полуострова) // Проблемы современной палинологии: материалы XIII Российской палинологической конференции. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 267–271.
6. Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: Коми НЦ УрО РАН, 1997. 140 с.
7. Оловянишников В.Г. Модель строения верхнерифейской рифогенной формации Тимана. Сыктывкар: УрО РАН, 1998. 191 с.
8. Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 247 с.
9. Раабен М.Е. Строматолитовые формации рифея в обрамлении Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 1. С. 35–46.

## НОВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ U-Pb И Sm-Nd ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ФОРМИРОВАНИЯ И МЕТАМОРФИЗМА КАНДАЛАКШСКО-КОЛВИЦКОГО ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО КОМПЛЕКСА (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

Стещенко Е.Н., Баянова Т.Б., Серов П.А., Чашин В.В.

Федеральное Государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт  
Кольского научного центра Российской академии наук (ГИ КНЦ РАН), steshenko@geoksc.apatity.ru

Кандалакшко-Колвицкая зона является южной частью Лапландского гранулитового пояса (ЛГП) и сложена вулканогенными толщами с залегающими среди них телами анортозитов. Данная статья посвящена изучению возраста образования и последующих метаморфических преобразований Кандалакшского и Колвицкого анортозитовых массивов. Для этих целей были использованы методы U-Pb датирования по единичным цирконам и Sm-Nd – по породе и минералам. Ранее наиболее полно в геохронологическом отношении был изучен Колвицкий массив. Согласно этим данным его возраст определен в  $2450 \pm 7$  млн лет (Митрофанов и др., 1993) и  $2462 \pm 7$  млн лет (Фриш и др., 1995), а в Кандалакшко-Колвицкой зоне выделено несколько этапов метаморфизма (Ранний докембрий..., 2005). Геологическое строение массивов подробно описано в предыдущих работах (Стещенко и др., 2013).

Впервые с использованием искусственного трассера  $^{205}\text{Pb}$  в U-Pb методе датирования единичных зёрен циркона (Баянова и др., 2007) были проанализированы цирконы из метагаббро Колвицкого массива.

На U-Pb датирование из мономинеральной фракции цирконов (проба 200, Колвицкий массив) были отобраны зерна двух морфотипов. Первая разновидность циркона представлена водянопрозрачными кристаллами изометричной формы с некорродированной поверхностью (табл.). Средние размеры зёрен  $0.105 \times 0.105$  мм с коэффициентом удлинения 1. В обратно рассеянных электронах и катодолюминесценции внутрифазовая неоднородность выявлена слабо. Второй морфотип представлен светло-коричневыми полупрозрачными кристаллами призматической формы со слабо корродированной поверхностью. Средние размеры кристаллов  $0.175 \times 0.105$  мм, коэффициент удлинения 1.6. В обратно рассеянных электронах и катодолюминесценции выявлена внутрифазовая неоднородность, представленная тонкой ритмичной зональностью (концентрации U-15.17 ppm, Pb-11.08 ppm, табл.). Для обеих фракций получен конкордантный U-Pb возраст равный  $2448 \pm 5$  млн лет (рис. 1а), который интерпретируется как магматический за счёт низких концентраций U и Pb, характерных для магматических цирконов из пород основного состава. Полученный U-Pb возраст интерпретируется как время формирования габбро Колвицкого массива (Steshenko et al., 2015) и близок полученным ранее возрастам для анортозитов этого массива (Митрофанов и др., 1993; Фриш и др., 1995).

**Таблица 1.** Изотопные U-Pb данные для единичных зерен циркона из метагаббро и анортозита, Кандалакшско-Колвицкого габбро-анортозитового комплекса

Навеска (мг)	Концентрация, ppm		Изотопные отношения*				Изотопные отношения и возраст, млн лет**			% Дис.
	Pb	U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
Колвицкий массив, метагаббро (проба 200), магматический циркон										
0.0475	11,94	15,97	209,32	0,462±0,008	10,274±0,190	0,1613±0,0006	2448±44	2460±46	2470±8	0,9
0.0800	11,08	15,17	726,92	0,464±0,018	10,225±0,389	0,1644±0,0011	2448±93	2452±93	2461±17	0,5
Кандалакшский массив, анортозит (проба 225/1), метаморфический циркон										
0.200	12,51	13,51	74,95	0,4151±0,0002	8,048±0,0016	0,1406 ±0,0003	2238±12	2236±47	2235±40	-0,13
0.063	21,08	40,39	781,17	0,4121±0,0002	7,968±0,0024	0,1402 ±0,0002	2224±10	2227±10	2230±3	0,27

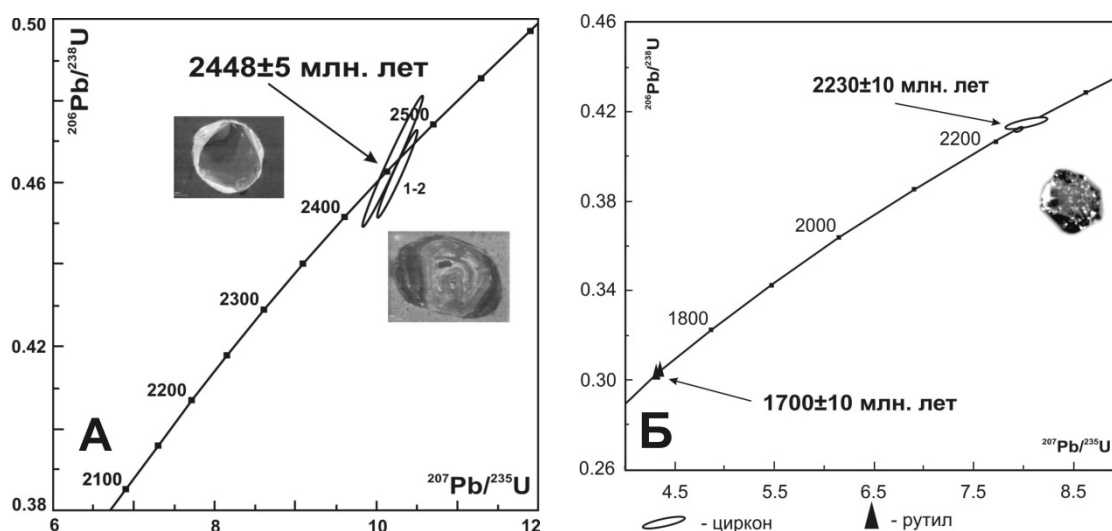
\* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 пг для Pb и 10 пг для U и масс-дискриминацию 0,12±0,04%.

\*\* Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели (Stacey, Kramers, 1975).

Новые возрастные данные получены для анортозитов Кандалакшского массива. На U-Pb датирование из мономинеральной фракции цирконов (проба 225/1, Кандалакшский массив) были отобраны зерна двух типов. Первый тип представлен прозрачными обломками цирконов розового цвета, размером до 250 мкм (табл.). Второй тип представлен обломками цирконов тёмно-розового цвета с незначительным жёлтым оттенком, также с низкими содержаниями U и Pb (табл.). Для обеих фракций получен конкордантный U-Pb возраст. С учётом ошибок измерения, возраст двух типов циркона 2230±10 млн лет (рис.1б). Данный возраст отражает раннюю стадию гранулитового метаморфизма, наложенного на анортозиты Кандалакшского массива.

Помимо циркона был также датирован рутил из анортозитов U-Pb методом для установления возраста свекофенских (1800–1900 млн лет) метаморфических событий амфиболитовой фации (Бибикова и др., 2004; Каулина, 2010). Рутил в пробе представлен призматическими полупрозрачными кристаллами желтовато-бурого цвета. Для двух навесок рутила получен конкордантный U-Pb возраст равный 1700±10 млн лет. Известно, что температура закрытия U-Pb системы рутила 400–450 °C (Mezger et al., 1989), следовательно остывание массива до этих температур произошло около 1.7 млрд лет назад.

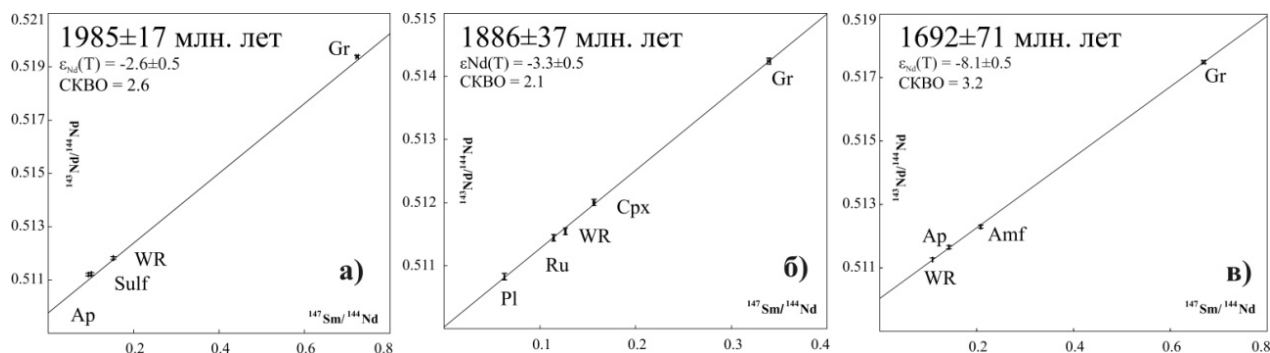
Кроме U-Pb геохронологических исследований акцессорных минералов было проведено Sm-Nd датирование метаморфических минералов метагаббро Колвицкого массива (проба 200), анортозитов (проба 225/1) и метагаббро (проба 183) Кандалакшского массива. Sm-Nd методом для метагаббро Колвицкого массива получен возраст 1985±17 млн лет (рис. 4а), который соответствует времени гранулитового метаморфизма, широко проявленного в пределах Лапландского гранулитового пояса (Баянова, 2004; Пожиленко и др., 2002; Ранний докембрий..., 2005). Включение сульфидных минералов в изотопную систему позволило снизить ошибки определения возраста и величину СКВО за счет большего количества фигуративных точек и расширения интервала значений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ . В целом, использование сульфидов в качестве геохронометров дает положительные результаты на ряде промышленно значимых объектов Балтийского щита (Серов и др., 2014).



**Рис. 1.** Изотопные U-Pb диаграммы для единичных зёрен циркона из метагаббро Колвицкого (проба 200, а) и анортозитов Кандалакшского (проба 225/1, б) массивов

Модельный Sm-Nd возраст этих габброидов приближается к 3.3 млрд лет, что является характерной величиной для палеопротерозойской рудно-магматической системы Балтийского щита (Баянова, 2004).

Из метанортозитов Кандалакшского массива (проба 225/1) для Sm-Nd исследований были отобраны монофракции рутила, граната, плагиоклаза и клинопироксена. Вместе с породой в целом на Sm-Nd диаграмме в изохронных координатах они образуют зависимость, отвечающую возрасту  $1886 \pm 37$  млн лет (рис. 2а). Условия гранулитовой фации предполагают температуры порядка 900–800 °С, поэтому можно говорить о том, что Sm-Nd системы были перестроены. Близкий Sm-Nd возраст,  $1886 \pm 9$  млн лет, был получен для силлиманит-ортопироксен-гранатовых пород Порьегубского покрова ЛГП и интерпретируется авторами работы (Лебедева и др., 2010), как возраст высокотемпературного метасоматоза.



**Рис. 2.** Изотопные Sm-Nd изохроны для метаморфических минералов из метабазитов Колвицкого массива (проба 200) (а), породообразующих и метаморфических минералов из анортозитов (проба 225/1) (б) и габбро (проба 183) (в) Кандалакшского массива

Для метаморфизованных лейкогаббро Кандалакшского массива (проба 183) по породе в целом, апатиту, амфиболу и гранату получен Sm-Nd возраст  $1692 \pm 71$  млн лет (рис. 2в), близкий к U-Pb возрасту рутила и фиксирующий, по-видимому, процессы остывания или низкотемпературной переработки в породах Кандалакшского массива на рубеже 1.7 млрд лет. Проверочные тесты на смешение в координатах  $1/[Nd] - {}^{143}Nd/{}^{144}Nd$  для всех изученных пород показывают отсутствие корреляционных связей между концентрациями неодима и изотопными составами, поэтому полученный возраст можно интерпретировать как возраст геологического события (метасоматоза), несмотря на повышенную величину СКВО. Возраст 1.7 млрд лет достаточно широко проявлен на Кольском полуострове и связан, по-видимому, с флюидной переработкой пород при температурах не выше 450 °С (Каулина, 2010).

Полученные новые возрастные U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по массивам Кандалакшско-Колвицкого габбро-анортозитового комплекса позволяют предположить следующую последовательность геологических событий. Кристаллизация габбро-анортозитовых массивов происходила во время  $2448 \pm 5$  млн лет синхронно с наиболее масштабным проявлением процессов внутриконтинентального рифтогенеза в регионе. Последующая эволюция массивов связана с их длительной структурно-метаморфической переработкой на протяжении почти 250 млн лет, в процессе которой они испытали гранулитовый метаморфизм двух этапов – ранний во время  $2230 \pm 10$  млн лет и более поздний во время  $1985 \pm 17$  млн лет. Высокотемпературные метасоматические преобразования массивов протекали во время  $1887 \pm 37$  млн лет. Окончательное остывание массивов до температуры 400–450 °С, сопровождавшееся флюидной переработкой происходило в течении  $1692 \pm 71$ – $1700 \pm 10$  млн лет.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №№ 13-05-00493, 13-05-12055 офи-м, 15-35-20501 мол\_а\_вед, программы Президиума РАН № 5, IGCP-SIDA 599.

Авторы выражают благодарность академику РАН Ф. П. Митрофанову за постановку научной проблемы.

#### Список литературы

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука. 2004. 174 с.
2. Баянова Т.Б., Корфу Ф., Тодт В., Поллер У., Левкович Н.В., Апанасевич Е.А., Жавков В.А. Гетерогенность стандартов 91500 и TEMORA-1 для U-Pb датирования единичных цирконов // XVIII симпозиум по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова: Тез. докл. ГЕОХИ. 14–16 ноября 2007. Москва. С. 42–43.
3. Бибикина Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Щельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по донным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т.12. № 3. С. 227–244.

4. Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах // Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2010. – 144 с.
5. Лебедева Ю.М., Глебовицкий В.А., Бушмин С.А., Богомолов Е.С., Савва Е.В., Лохов К.И. Возраст высокobarического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: Sm-Nd-метод датирования парагенезисов из силлиманит-ортопироксеновых пород Порьегубского покрова // Доклады Академии наук. 2010. Т. 432. № 1. С. 99–102.
6. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгген Г.И. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова. Доклады Академии Наук, 1993, том 331, № 1.
7. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. 359 с.
8. Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука. 2005. 711 с.
9. Серов П.А., Екимова Н.А., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Сульфидные минералы – новые геохронометры при Sm-Nd датировании рудогенеза расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий Балтийского щита // Литосфера. 2014. № 4. С. 11–21.
10. Фриш Т., Джексон Г., Глебовицкий В.А. и др. U-Pb геохронология циркона Колвицкого габбро-анортозитового комплекса, Южная часть Кольского полуострова, Россия // Петрология, 1995, Т.3, № 3. – С. 248–254.
11. Стещенко Е.Н., Чащин В.В., Серов П.А. Геохронологические и изотопно-геохимические исследования Кандалакшского и Колвицкого анортозитовых массивов и вмещающих пород (Кольский регион) // Материалы III Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, 11–15 февраля 2013 г., Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ. С. 775–779.
12. Mezger K., Hanson G. N., Bohlen S.R. High-precision U-Pb ages of metamorphic rutile: application to the cooling history of high-grade terranes // Earth and Planetary Sci. Lett. 1989. Vol. 96. P. 106–118.
13. Stacey J.S. and Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26, N 2. P. 207–221.
14. Steshenko E., Bayanova T., Serov P. New data for paleoproterozoic PGE-bearing anorthosite of Kandalaksha massif (Baltic shield): U-Pb and Sm-Nd ages // Geophysical Research Abstracts. Vol. 17. EGU2015-501. EGU General Assembly 2015.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТОЛИТОВ ПИРОПОВЫХ ЭКЛОГИТОВ И МЕТАПЕРИДОТИТОВ СЛЮДЯНОЙ ГОРКИ МАРУНКЕУСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Уляшева Н. С.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, nsulasheva@geo.komisc.ru

Среди раннедокембрийских стратифицированных пород марункеуского комплекса в южной его части в районе Слюдяной горки имеются интрузивные образования – габбро, апогаббровые эклогиты и метаперидотиты, предположительно также раннедокембрийского возраста (Душин, 1997). Генезис этих пород остается невыясненным – то ли протолиты этих метаморфитов комагматичны с протолитами вмещающих аповулканогенных амфиболитов и альмандиновых эклогитов (Уляшева, 2014), то ли они представляют самостоятельный интрузивный комплекс.

Нами изучен петрографический и геохимический состав метаперидотитов, пироповых эклогитов и габбро. Химические составы пород получены с помощью метода мокрой химии и комплексного метода мокрой химии с рентгенофлуоресцентным анализом в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН. Определение концентраций редких и рассеянных элементов выполнено путем кислотного разложения исходных образцов и дальнейшего анализа с помощью секторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме (FSHRICP-MS) Element2 в Институте геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН.

По химическому составу пироповые эклогиты соответствуют габбро и оливиновым габбро, а метаперидотиты – лерцолитам. Габбро и апогаббровые эклогиты являются высокоглиноземистыми натриевыми и калиево-натриевыми образованиями. Метаперидотиты и metabазиты не обнаруживают четкого тренда обогащения железом и занимают промежуточное положение между толеитовой и известково-щелочной сериями. Эклогиты и габбро отличаются пониженными содержаниями Ni и Cr в отличие от метаультрабазитов.

На вариационных диаграммах точки составов апогаббровых эклогитов и метаперидотитов образуют единые тренды дифференциации вещества. Наблюдается прямая корреляция между MgO и FeO и отрицательная корреляция MgO – SiO<sub>2</sub>, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O. Направления трендов дифференциации вещества рассматриваемых пород отличаются от трендов апобазальтовых амфиболитов и альмандиновых эклогитов, что указывает на различные источники магматического расплава этих групп пород. На это также указывают низкие значения общего суммарного содержания редких и редкоземельных элементов в метаинтрузивах относительно метавулканитов.

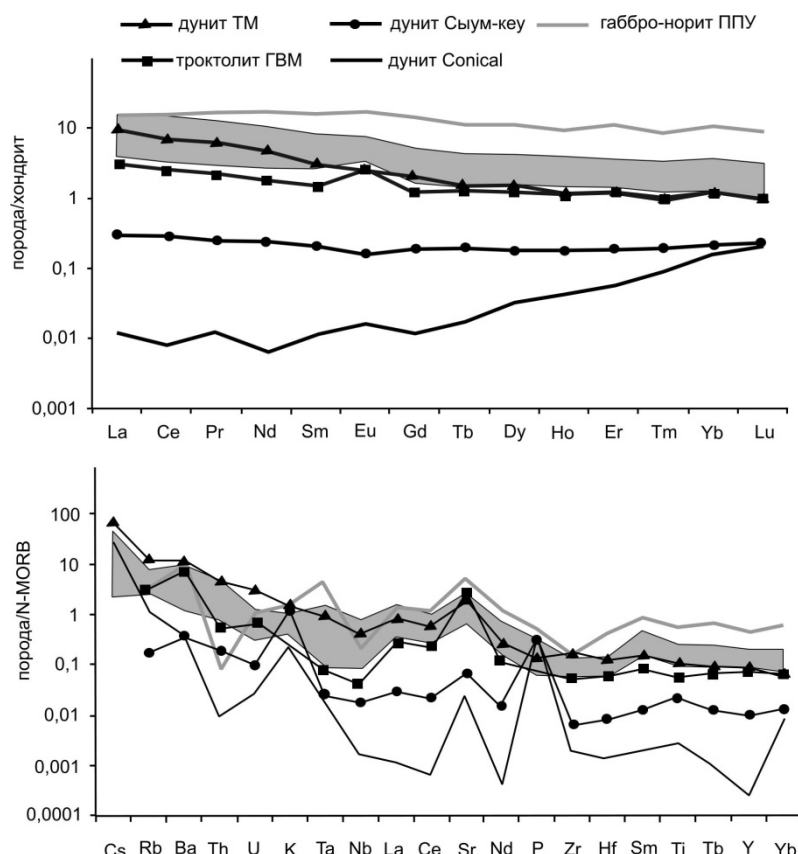
Для установления геодинамических обстановок формирования протолитов метаморфизованных plutонитов были использованы идентификационные диаграммы, разработанные как для базитов, так и ультрабазитов. На диаграмме V – Ti (Shervais, 1982) точки составов экологитов и метаперидотитов занимают область пересечения островодужных и океанических обстановок. На тройной диаграмме Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980) большинство точек составов пород располагаются в поле островодужных обстановок.

На графиках, где составы пород нормированы относительно хондрита и N-MORB, габбро-нориты, экологиты и метаперидотиты образуют схожие тренды распределения элементов, что говорит об их комагматичности. Интрузивные образования имеют повышенные содержания легких редкоземельных элементов (в 6–20 раз выше хондритовых) и пониженные количества тяжелых редкоземельных элементов (в 1–6 раз выше хондритовых). Тренды распределения элементов образуют наклон и имеют европиевые максимумы. На спайдер-диаграмме наблюдаются повышенные содержания литофильных элементов (Ba, Rb, Cs) и пониженные содержания высокозарядных элементов относительно содержаний их в N-MORB, а также Sr максимум, Ta-Nb и Zr-Hf минимумы, характерные для надсубдукционных обстановок (Юричев, Чернышев, 2014).

Сравним мафит-ультрамафитовые породы Слюдяной горки с плутоническими образованиями других массивов из различных геодинамических обстановок. На рис. видно, что тренды распределения редких и редкоземельных элементов интрузивов Марункеу отличаются от тренда дунита из расположенного восточнее от него крупного гипербазитового массива Сыумкеу и тренда преддугового дунита Conical Марианской островной дуги. Габбро-нориты Платиноносного пояса Урала характеризуются более высокими содержаниями тяжелых редкоземельных элементов относительно плутонитов Марункеу. Наиболее близки составы изучаемых мафитов и ультрамафитов Марункеу с троктолитами Громадненско-Вургувеевского перидотит-габбрового массива Западной Чукотки и дунитами расслоенного Талажинского мафит-ультрамафитового массива Канской глыбы Восточного Саяна. По мнению исследователей, породы названных массивов сформировались в надсубдукционной обстановке: троктолиты Громадненско-Вургувеевского массива образовались на ранней стадии развития энсиматической дуги, а дуниты расслоенного Талажинского мафит-ультрамафитового массива раскристаллизовались за счет плавления в зоне субдукции толеитовых базальтов океанического плато.

Содержания редких и редкоземельных элементов в габбро-норитах, апогаббро-вых экологитах и метаперидотитах хребта Марункеу (поле серого цвета) и в других плутонических породах из различных массивов, нормализованные по хондриту и базальту N-MORB (Sun, McDonough, 1989).

Условные обозначения: дунит ТМ – дунит расслоенного Талажинского мафит-ультрамафитового массива Канской глыбы Восточного Саяна (Юричев, Чернышев, 2014); дунит Сыум-кеу – дунит из гипербазитового массива Сыум-кеу Полярного Урала (Коротеев, Семенов, 2008); габбро-норит ППУ – габбро-норит из массива Платиноносного пояса Урала (Ферштатер и др., 1999); троктолит ГВМ – троктолит Громадненско-Вургувеевского перидотит-габбрового массива Западной Чукотки (Ганелин, Силантьев, 2008); дунит Conical – преддуговый дунит Conical Марианской островной дуги (Parkinson, Pearce, 1998).





Таким образом, можно сделать вывод, что мафит-ультрамафитовые породы марункеуского комплекса, представленные различными метаперидотитами, габбро и апогаббровыми эклогитами, образуют самостоятельный плутонический комплекс. Отчетливые Ta-Nb и Zr-Hf минимумы и Eu-максимум на мультиэлементных спектрах указывают на формирование этих пород в надсубдукционной обстановке, возможно с контаминацией континентального вещества (повышенные содержания Ba, Sr и Rb).

#### Список литературы

1. Ганелин А.В., Силантьев С.А. Вещественный состав и геодинамические условия формирования интрузивных пород Громаденско-Вургувеевского перидотит-габбрового массива, Западная Чукотка // Петрология, 2008, Т. 16. С. 606–626.
2. Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
3. Коротеев В.А., Семенов И.В. Влияние конвекционно-спрединговых и мантийно-плюмовых процессов на формирование химического состава базальтов и плутонических пород рифта Палеоуральского океана // Литосфера, 2008. № 5. С. 54–83.
4. Уляшева Н.С. Химический состав и геодинамические обстановки формирования протолитов амфиболитов и гранатовых эклогитов марункеуского комплекса // Известия Коми НЦ УрО РАН, 2014. № 1(17). С. 71–79.
5. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В., Гарути Дж., Монтеро П., Заккарини Ф. Новые данные по геохимии Платиноносного Пояса Урала: вклад в понимание петрогенеза // Геохимия, 1999. № 4. С. 352–370.
6. Юричев А.Н., Чернышев А.И. Родоначальный расплав и геодинамика расслоенных мафит-ультрамафитовых массивов канской глыбы Восточного Саяна // Известия Томского политехнического университета, 2014. Т. 324. № 1. С. 128–135.
7. Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting, 1998. J. Petrol., V. 39 (9). P. 1577–1618.
8. Shervais, J. W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters № 59, 1982. P. 101–118.
9. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Magmatism in the Ocean Basins. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society, London, Special Publications, 1989, v. 42, p. 313–345.
10. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11.

**Геохимия,  
минералогия  
и петрология**



## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗИТОВЫХ ПОРОД МАССИВА МОНЧЕТУНДРА

Борисенко Е.С.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт  
 Кольского научного центра РАН, elena.s.borisenko@gmail.com

Массив Мончетундра располагается в центральной части Кольского п-ва и входит в состав палеопротерозойской Восточно-Скандинавской обширной изверженной провинции с месторождениями Cr, Ni, Cu, Co, Ti, V и платинометаллических элементов – Pd, Pt, Rh (+Au) (Митрофанов, 2009). Геология и внутренняя структура массива определяется сочетанием слагающих его разновозрастных базитов (табл. 1) и комплекса даек основного состава, образовавшихся в течение многоактного внедрения.

Основные разновидности базитов массива Мончетундра

	Группа пород	U-Pb возраст, млн лет	Источник
1	Метагабброиды	2521±8 2516±12	(Баянова и др., 2010) (Нерович и др., 2014)
2	Трахитоидные габбронориты	2505±6 2501±8 2507.5±7.7 2504.4±2.7	(Расслоенные интрузии..., 2004) (Расслоенные интрузии..., 2004) (Борисенко и др., 2013) (Борисенко и др., 2013)
3	Массивные лейкократовые габбронориты и габбро	2476±17 2471±9 2471±2	(Баянова и др., 2010) (Баянова и др., 2010) (Борисенко и др., 2013)
4	Пегматоидные лейкогаббро	2456±5 2453±4 2445±1.7	(Баянова и др., 2010) (Митрофанов и др., 1993) (Нерович и др., 2014)

В южной и юго-западной частях Мончетундровского массива локализованы наиболее древние породы – массивные или слабо рассланцованные метагабброиды, возраст которых составляет 2521±8 млн лет и 2516±12 млн лет (табл. 1). Они обрамляют массивные лейкогаббронориты и трахитоидные габбронориты более молодого возраста. Породы данной группы представлены метаморфизованными габброидами преимущественно лейкократового состава, состоящими из амфибола и плагиоклаза; второстепенные минералы представлены гранатом, биотитом, минералами группы эпидота, кварцем. Структура пород – реликтовая габбровая, гранобластовая.

В северо-восточной части г. Мончетундра залегают дифференцированные трахитоидные габбронориты с возрастом формирования 2505±6 млн лет, 2501±8 млн лет, 2507.5±7.7 млн лет, 2504.4±2.7 млн лет (табл. 1). Породы данной группы представлены главным образом средне- и крупнозернистым мезократовыми габброноритами, а также их амфиболизированными разностями с содержанием плагиоклаза 40–60%. Главной особенностью пород группы является трахитоидная текстура, обусловленная ориентированным расположением длинных индивидов плагиоклаза и пироксена. Направление трахитоидности совпадает с северо-западной ориентировкой самого массива, угол падения варьирует от 30° до 40°. Породы сложены основным плагиоклазом, клино-ортопироксенами, второстепенными минералами являются амфибол, кварц, гранат, биотит. Структура пород – габбро-офитовая, пойкилитовая.

Центральная часть Мончетундровского массива сложена породами третьей группы, которые представлены главным образом массивными крупнозернистыми лейкократовыми габброноритами, габбро и их амфиболизированными аналогами с неявно выраженной расслоенностью. В подчиненном количестве присутствуют более меланократовые и оливин-содержащие разновидности. На восточном склоне г. Мончетундра в основании зоны залегает горизонт чередования троктолитов и лейкогабброноритов (аз.прост. 320°/30°ЮЗ). Наиболее характерные структуры пород – габбровая, габбро-офитовая, часто отмечается пойкилитовая: наблюдаются элементы келифитовой структуры. U-Pb возраст пород по циркону и бадделеиту составляет 2471±9 млн лет, 2476±17 млн лет, 2471±2 млн лет (табл.).

Контакт между массивными и трахитоидными разновидностями базитов массива устанавливается по наличию в последних секущих маломощных пластовых и линзовидных тел массивных лейкогаббро более молодого возраста. Формирование таких вещественно-структурных взаимоотношений, по-видимому, связано с внедрением комплекса более молодых пород, которые инъецировали подстилающие трахитоидные габбронориты (Борисенко и др., 2013).

Среди пород третьей группы устанавливаются пегматоидные разновидности габброидов, а также секущие жилы габбро-пегматитов более позднего возраста (четвертая разновидность базитов массива). Пегматоидные габброиды ( $2453 \pm 4$  млн лет; табл.) имеют различную морфологию и размеры. Встречаются сегрегации субизометричной формы, мощностью от десятка сантиметров до 1,5 м. Контакты таких тел с вмещающими крупнозернистыми амфиболизированными лейкогаббро нерезкие и маркируются по постепенному изменению размера зерен минералов. Редко сегрегации габбро-пегматитов проявляют зональность. Также отмечаются небольшие линзы и маломощные (до 20 см) жилы габбро-пегматитов с титано-магнетитовой вкрапленностью с более молодым возрастом –  $2445.1 \pm 1.7$  млн лет (табл.). Контакты в них четкие и выражаются в резкой смене зернистости пород. Размер породообразующих минералов габбро-пегматитов варьирует от 1 до 5 см, иногда достигая 10 см. Минеральный состав пород группы габбро-пегматитов соответствует составу вмещающих пород.

Дайковый комплекс представлен разновозрастными дайками долеритов с различными геохимическими характеристиками (Нерович и др., 2014), а также телами меланократовых троктолитов – гарризитов.

Главными породообразующими минералами основных пород массива, как и для всех базитов, являются плагиоклаз, клино- ортопироксены и оливин.

Полевые шпаты в породах массива Мончетундра по составу представляют собой главным образом лабрадор, реже битовнит и андезин. Плагиоклазы, наиболее богатые кальцием, были обнаружены в метагабброидах (состав реликтовых зерен  $An_{71-85}$ ) и массивных лейкогабброноритах (центральные части зерен  $An_{71,4-78,1}$ ); в трахитоидных габброноритах плагиоклаз представлен лабрадором с максимальным содержанием анортитового минала 68,8%. К краевым частям зерен происходит уменьшение содержания анортита до  $An_{68,3-53,6}$ . Такая же тенденция наблюдается и внутри ойкиокристаллов по направлению к хадакристаллам пироксенов. Кислые разновидности плагиоклаза устанавливаются в наиболее древних породах – метагабброидах. Их образование связано с проявленными в результате метаморфизма процессами рекристаллизации. Вдоль границ минералов, а также по трещинкам происходит грануляция первичного плагиоклаза основного состава и новообразование агрегатов и цепочек мелких изометричных зерен. Состав гранулированного плагиоклаза различен. Отмечаются зерна с составом  $An_{60,7-65,7}Ab_{34,2-39,1}Or_{0,1-0,2}$ , что соответствует реликтовому плагиоклазу, а также андезин ( $An_{37,6-45,5}Ab_{54,2-62,3}Or_{0,1-0,3}$ ), который образует самостоятельные мелкие изометричные зерна либо краевые части лабрадора.

Темноцветные минералы – орто- и клинопироксены – присутствуют в приблизительно равном количестве (обычно до 20%) во всех разновидностях базитов массива, кроме сильно измененных метагабброидов и амфиболизированных разновидностей более молодого возраста. Ортопироксены по составу соответствуют энстатиту ( $wo_{1,90-4,20}en_{57,8-70,0}fs_{32,1-40,2}$ ). По химическому составу ромбические пироксены массивных лейкогабброноритов отличаются от трахитоидных габброноритов более высокими содержаниями  $Cr_2O_3$  (до 0,2 мас.%),  $Al_2O_3$  (1,28–2,29 мас.%), FeO (до 27,07 мас.%), MnO (до 0,84 мас.%), а также присутствием примеси NiO. Содержание CaO в ортопироксенах трахитоидных габброноритов несколько ниже (0,95–1,65 мас.%), а  $TiO_2$  в этих группах базитов приблизительно одинаковое. Наиболее высокое содержание энстатитового минала (70%) отмечается в прослоях троктолитов, которые подстилают массивные лейкогаббронориты. По химическому составу в них отмечается повышенное содержание  $TiO_2$ , MgO, низкое FeO, MnO.

Поле составов моноклинных пироксенов располагается на классификационной диаграмме на границе авгита и диопсида. Для клинопироксенов трахитоидных габброноритов характерно пониженные содержания MgO (10,81–15,04 мас.%),  $Al_2O_3$  (1,4–2,9% мас.%), CaO (22,1–23,7 мас.%),  $Cr_2O_3$  (0–0,03 мас.%);  $TiO_2$  достигает 0,6 мас.%. Содержание FeO\* и MnO варьирует в узких диапазонах – 9,98–10,91 мас.% и 0,21–0,25 мас.% соответственно. Моноклинные пироксены массивных лейкогабброноритов отличаются более высокими значениями MgO (до 16,5 мас.%),  $Al_2O_3$  (до 3,4 мас.%), CaO (до 25,4 мас.%) и  $Cr_2O_3$  (до 0,22 мас.%), а также микронзондовыми исследованиями в некоторых образцах установлены примеси NiO и  $V_2O_5$ . Колебание количества FeO\* и MnO варьирует от 7,94 до 13,73 мас.% и от 0,22 до 0,34 мас. % соответственно.

Оливин в массиве встречается спорадически, однако, на восточном склоне г. Мончетундра отмечаются прослои троктолитов в массивных безоливиновых лейкогабброноритах. Характерной особенностью таких пород являются коронитовые структуры, имеющие сложное 2–3-зонное строение. Оливин образует изометричные, реже неправильной формы зерна с содержанием фаялитовой составляющей 31,7–33,0%.

Все базитовые породы массива Мончетундра относятся к серии нормальной щелочности. Для них характерно высокое содержание глинозема, обусловленное преобладанием плагиоклаза среди породообразующих минералов. Большинство разновидностей содержат 20–26 мас.%  $Al_2O_3$ , более низкие значения отмечаются в массивных мезократовых габброноритах (14–18 мас.%) и породах группы трахитоидных габброноритов (13–16 мас.%). Количество MgO в большинстве случаев варьирует от 1,0 до 9,9 мас.%; присущи низкие содержания  $TiO_2$  (до 0,46 мас.%). На диаграмме соотношения MgO и  $Al_2O_3$  устанавливается два тренда изменчивости состава пород. Большая часть фигуративных точек пород массива располагается вдоль линии, отве-

чающей фракционированию основного плагиоклаза и клинопироксена. Другой тренд, плагиоклаз-оливиновый, менее выражен и к нему тяготеют главным образом фигуративные точки пород третьей группы (лейкократовые габбронориты и габбро).

На нормированных по составу примитивной мантии (Sun and McDonough, 1989) мультиэлементных спектрах пород массива отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по некоторым высокозарядным элементам (HFSE): Zr, Nb, Hf, Ta и положительные по крупноионным литофильным элементам (LILE): Rb, Ba, Sr. Вся совокупность исследованных разновозрастных пород массива Мончетундра обнаруживает в целом однотипные умеренно фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов с заметным обогащением легкими РЗЭ по отношению к тяжелым –  $(La/Yb)_n=2,07-7,52$  и отчетливо проявленную положительную европиевую аномалию  $Eu/Eu^*=1,21-2,26$ . Общая схожесть спектров распределения РЗЭ всех изученных базитовых пород Мончетундровского массива свидетельствуют о том, что они, по-видимому, имели общий родоначальный источник.

Таким образом, главные разновидности базитовых пород, слагающих массив Мончетундра, различаются по возрасту формирования, структурно-текстурным особенностям, а также по химическому составу породообразующих минералов, при этом петро-геохимические характеристики разновозрастных базитов близки, но не идентичны.

*Исследования проводятся при финансовой поддержке грантов РФФИ 15-35-20501, ОФИ-М 13-05-12055.*

#### Список литературы

1. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П. и др. // ДАН, 2010. Т. 431. № 2. С. 216–222.
2. Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Серов П.А. В сб: Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии северо-запада России // Труды XXIV Молодежной научной конференции, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца. Апатиты: Изд. К&М, 2013. С. 80–82.
3. Митрофанов Ф.П. // Вестник МГТУ. Т. 12. № 4. 2009 г. С. 567–570.
4. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балаилов Ю.А. и др. // ДАН. 1993. т. 331. №1. с. 95–98.
5. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А. и др. // Геохимия. 2014. № 7. С. 605–625.
6. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. В 2х ч. Под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф. – Апатиты: Изд. КНЦРАН, 2004. 177 с.
7. Sun S.-s. and W.F. McDonough. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications 1989. V. 42. P. 313–345.

## ШПИНЕЛЬ В ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУДАХ КОЛВИЦКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

**Бороздина С.В., Нерадовский Ю.Н., Грошев Н.Ю.**

*Геологический институт Кольского научного центра РАН, borozdina.svetlana@bk.ru*

Колвицкое месторождение титаномagnetитовых руд находится на юго-западе Кольского полуострова, в 50 км к востоку от г. Кандалакши и располагается в пределах большой группы массивов порьере-ченского комплекса, общей площадью около 60–65 км<sup>2</sup>. Комплекс представляет собой группу интрузивных массивов преимущественно ультраосновных пород, которые прорывают нестратифицированные породы гранулитового комплекса (преимущественно гранат-клинопироксен-плагиоклазовые кристалло-ланцы) и трассируется в виде широкой прерывистой полосы северо-западного простирания (Юдин, 1980; Шолохнев, 2007).

Титаномagnetитовые руды залегают в клинопироксенитах и верлитах, текстура руд в основном полосчатая, структура вкрапленная, массивная. Форма рудных тел чаще простая – мощные крутопадающие пластовые и линзовидные залежи (мощностью до нескольких десятков метров); маломощные струи, жилы и линзы, сливаясь, образуют тела более сложной морфологии. По содержанию титаномagnetита выделяются бедные – 30%, средние – 30–50%, богатые вкрапленные – 50–80% и сплошные руды – >80%. Вкрапленные руды преобладают в юго-восточной части, а сплошные руды – в северо-западной части месторождения. Поисковыми работами предыдущих лет на территории месторождения выявлено 22 рудных тела (Нерадовский, 2014; Войтеховский, 2014).

Главными минералами руд Колвицкого месторождения являются титаномagnetит, ильменит (в среднем 7–8%), шпинель (6–7%), повсеместно отмечается присутствие вкрапленной сульфидной медно-никелевой минерализации. Среднее содержание сульфидов в руде 4,3%, в отдельных участках достигает 10%. Сульфидная



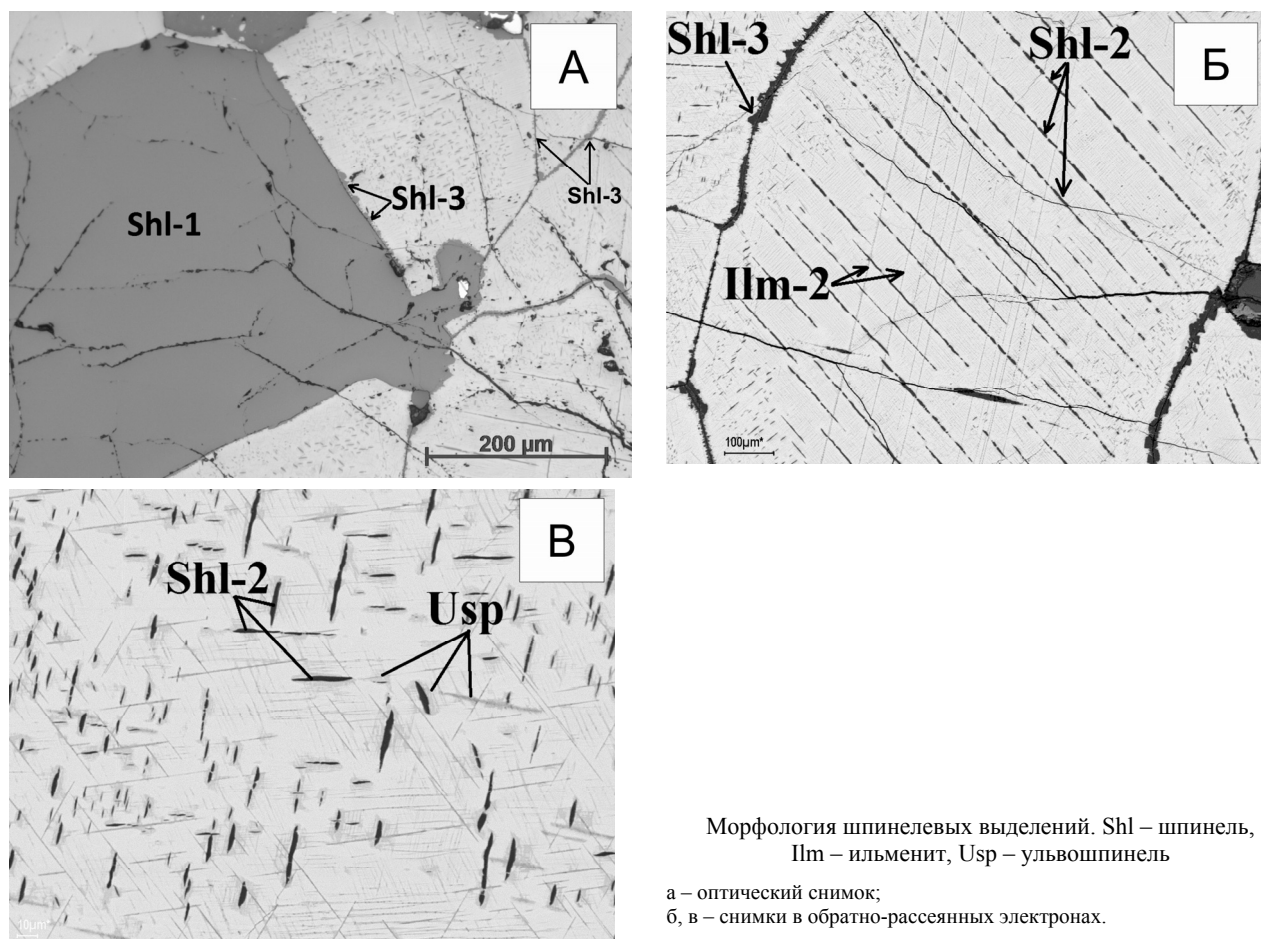
минерализация представлена, главным образом, магматическими (троилит, пентландит, халькопирит, кубанит) и, в подчиненном количестве, гидротермальными минералами (макинавит, валлериит, ковеллин, халькозин, борнит, сфалерит, пирит, марказит) (Нерадовский, 2014; Нерадовский и др., 2014).

Титаномагнетит руд Колвицкого месторождения представляет собой сложный минеральный агрегат, состоящий из продуктов распада твердых растворов. В состав титаномагнетита в разном соотношении входят 4 фазы: матрица, шпинель, ульвошпинель и ильменит. Среднее содержание фаз составляет: матрица – 75,2%, ульвошпинель – 10,8%, ильменит – 7,5%, шпинель – 6,5%. Матрица титаномагнетита на стехиометрический состав не пересчитывается, очевидно, она представляет нераспавшийся твердый раствор нескольких фаз с вариациями состава от  $(\text{Fe}_{0,941} \text{Mg}_{0,059})_{1,00}(\text{Fe}_{2,299} \text{Ti}_{0,297} \text{Al}_{0,050})_{2,647} \text{O}_{4,00}$  до  $(\text{Fe}_{0,816} \text{Mg}_{0,184})_{1,00}(\text{Fe}_{2,073} \text{Ti}_{0,380} \text{Al}_{0,090})_{2,243} \text{O}_{4,00}$  (Нерадовский, 2014).

Задачей данного исследования являлось изучение ранее не диагностированных минералов изоморфных рядов группы шпинели и их выделений как характерной компоненты титаномагнетитовых руд Колвицкого месторождения.

В результате исследования установлено, что шпинель присутствует в руде в трех генерациях и по составу представляет собой плеонаст как промежуточный член ряда герцинит-шпинель.

Первая генерация шпинели представлена в виде крупных (1–1,5 мм) полигональных идио- и гипидоморфных зерен (рис. 1а). Образует тесные срастания с плотно упакованными агрегатами полигональных зерен титаномагнетита (средний размер 1,3–1,5 мм) и относительно крупными (0,7–0,9 мм) полигональными гипидо- и ксеноморфными зернами ильменита-1. Для данного парагенезиса характерно наличие общей системы многочисленных трещинок. Стехиометрическая формула шпинели-1 при пересчете по кислородному методу –  $(\text{Mg}_{0,498} \text{Fe}_{0,526} \text{Mn}_{0,003} \text{Ni}_{0,006} \text{Zn}_{0,012})_{1,045} (\text{Al}_{1,912} \text{Fe}_{0,080} \text{Ti}_{0,002} \text{Si}_{0,003} \text{Cr}_{0,001} \text{V}_{0,001})_{2,00} \text{O}_{4,00}$ .



Вторая генерация шпинели выделялась совместно с ульвошпинелью на первой стадии распада твердого раствора титаномагнетита. Шпинель-2 и ульвошпинель в пределах титаномагнетитовых зерен встречаются повсеместно. Шпинель-2 в титаномагнетите представлена тонкими выделениями прожилковой и линзовидной формы размером от 10 до 200 мкм в длину и от 2 до 20 мкм в ширину, а также представлена в виде округ-

лых и близких к округлым мелких (2–20 мкм в диаметре) включений, вытянутых в цепочки. Стоит отметить, что наиболее крупные из указанных выделений сосредоточены в центральной части титаномагнетитовых зерен, по направлению к периферии плеонастовые выделения становятся более мелкими полностью исчезают на краях титаномагнетитовых зерен (рис.1б). Выявлено, что ульвошпинель, помимо характерных ламелий в составе сетчатых структур, способом своего распределения окаймляет плеонастовые выделения в титаномагнетите (рис.1в). В этих случаях, как правило, ульвошпинель более грубозернистая по отношению к ламелийным сеткам. Из чего можно предположить, что ульвошпинель отставала от шпинели-2 по времени образования. Стехиометрическая формула шпинели-2 при пересчете по кислородному методу также соответствует плеонасту –  $(\text{Mg}_{0,541}\text{Fe}_{0,434}\text{Mn}_{0,004}\text{Ni}_{0,003}\text{Zn}_{0,006})_{0,988}(\text{Al}_{1,947}\text{Fe}_{0,007}\text{Ti}_{0,037}\text{Si}_{0,006}\text{Cr}_{0,001}\text{V}_{0,002})_{2,00}\text{O}_{4,00}$ .

Третья генерация шпинели выделялась совместно с ильменитом-2 на второй стадии распада титаномагнетита. Шпинель-3 представляет собой выделения по ослабленным зонам: выделения по трещинам, пограничные выделения на контакте зерен титаномагнетит-ильменит-1, на стыках зерен титаномагнетит-титаномагнетит (рис.1б), каймы вокруг сульфидов и на границе руда-силикат, мелкие выделения по контуру зерен шпинели-1 (рис.1а). Отмечено, что титаномагнетит сплошных и богатых вкрапленных руд, как правило, характеризуется практически полным отсутствием ильменитовых пластинок как продукта распада твердого раствора (ильменит-2) в матрице. Стехиометрическая формула шпинели-3 –  $(\text{Mg}_{0,597}\text{Fe}_{0,396}\text{Mn}_{0,002}\text{Ni}_{0,004}\text{Zn}_{0,013})_{1,012}(\text{Al}_{1,968}\text{Fe}_{0,021}\text{Ti}_{0,005}\text{Si}_{0,005}\text{Cr}_{0,001})_{2,00}\text{O}_{4,00}$ .

Анализ данных химического анализа показывает, что шпинель титаномагнетитовых руд во всех трех генерациях является концентратором никеля и цинка. Сравнение состава генераций шпинели показало увеличение концентрации магния и алюминия, а также снижение концентрации железа от ранней к поздней шпинелям.

**Выводы.** В результате исследования титаномагнетитовых руд Колвицкого месторождения выявлено три генерации шпинели. Установлено, что шпинель всех генераций по составу представляет собой магнетиально-железистый плеонаст. Предположено, что шпинель-1 выделялась совместно с титаномагнетитом и ильменитом-1 на позднемагматической стадии кристаллизации руды. Шпинель-2 выделялась совместно с ульвошпинелью на первой стадии распада твердого раствора титаномагнетита, шпинель-3 на второй стадии распада титаномагнетита совместно с ильменитом-2.

Изучение материала проводилось с полной фотодокументацией на оптическом микроскопе Axioplan, выборочно материал проанализирован на сканирующем электронном микроскопе LEO-1450 с оценкой состава с помощью спектрометра BrukerXFlash-5010 и на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca MS-46 в лаборатории физ-методов ГИ КНЦ РАН.

#### Список литературы

1. Войтеховский Ю.Л., Нерадовский Ю.Н., Гришин Н.Н. и др. Колвицкое месторождение (геология, вещественный состав руд) // Вестник МГТУ. 2014. Т.17. №2. С. 271–278.
2. Нерадовский Ю.Н., Войтеховский Ю.Л., Гришин Н.Н. и др. Сульфидная минерализация в титаномагнетитовых рудах Колвицкого месторождения (Кольский п-ов) // Наука и образование. 2014. Материалы Международной научно-технической конференции [Электронный ресурс]. Мурманск. С. 858–863.
3. Нерадовский Ю.Н. Исследование фазового состава титаномагнетита (на примере Колвицкого месторождения, Кольский п-ов) // Рациональное недропользование: сборник научных трудов под ред. Гавришева С.Е. 2014. Магнитогорск. С. 158–167.
4. Шолохнев В.В. Оценка платиноносности крупных расслоенных массивов Карело-Кольского региона, ФГУ Мур-ТФГИ, Апатиты, 2007.
5. Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л.: Наука, 1980. 169 с.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОВ ЯРОТСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Денисова Ю.В., Уляшева Н.С.

Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, yulden777@yandex.ru

Яротский гранитный массив представляет собой узкое пластинообразное крутопадающее тело, которое пересекает долину р. Малая Ярота. Массив протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 6 км при ширине от 200 до 50 м.

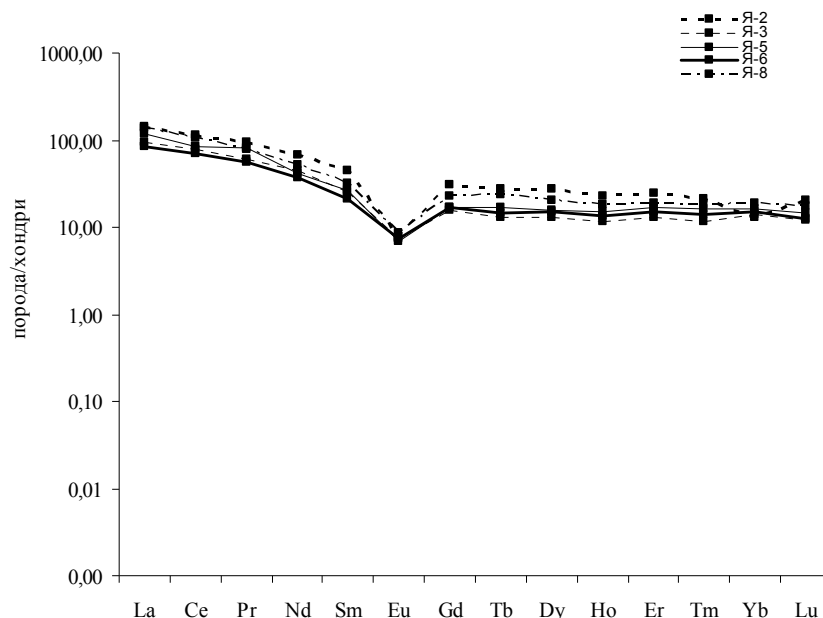
На основании содержания кремнезема изучаемые породы относятся к силикатной группе кислого ряда (содержание  $\text{SiO}_2$  превышает 64%). Средний состав изучаемых пород Бадьяюского массива ( $\text{SiO}_2 = 75,20\%$  (74,59–75,89%),  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7,99\%$  (7,67–8,20%)) отвечает лейкограниту. Граниты относятся к калиево-натриевому

типу, а по содержанию  $K_2O$  могут быть определены как высоко- калиевые. По величине коэффициента глиноземистости ( $al' = 5,13$  (3,31–6,45)) граниты представляют собой высокоглиноземистые породы. Агпайтовый индекс ( $K_a = 0,65$  (0,63–0,69)) указывает на преобладание  $Al_2O_3$  над щелочами. В среднем в гранитах отмечается умеренное содержание  $MgO$  (0,24%),  $TiO_2$  (0,22%),  $CaO$  (0,60%), низкое содержание  $MnO$  (0,02%). Обращает внимание на себя повышенная железистость изученных пород ( $Fe_2O_3 + FeO = 2,07\%$  (1,33–3,22%)), которая в среднем соответствует железистости гранитов нормального и повышенного щелочного ряда (Соболева, 2004).

**Таблица 1.** Химический состав гранитов Яротского массива, масс. %.

Компонент	Номер пробы										Среднее
	Я-1	Я-2	Я-3	Я-4	Я-5	Я-6	Я-7	Я-8	Я-9	Я-10	
$SiO_2$	75,52	75,02	74,59	74,89	74,86	75,69	75,89	75,27	75,48	74,77	75,20
$TiO_2$	0,14	0,37	0,16	0,22	0,29	0,18	0,19	0,21	0,16	0,31	0,22
$Al_2O_3$	12,35	11,59	12,07	12,08	11,78	12,57	12,35	12,25	12,39	12,89	12,35
$Fe_2O_3$	1,62	1,63	1,69	1,55	1,49	1,01	1,29	1,04	1,81	1,01	1,41
$FeO$	0,82	0,66	0,40	0,77	1,22	0,72	0,71	0,67	1,54	0,83	0,83
$MnO$	0,04	0,05	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02
$MgO$	0,21	0,24	0,15	0,21	0,33	0,25	0,23	0,19	0,39	0,18	0,24
$CaO$	0,88	0,89	0,61	0,57	0,59	0,56	0,49	0,55	0,54	0,31	0,60
$Na_2O$	3,30	3,02	3,33	3,89	3,77	3,77	3,56	3,61	3,49	3,69	3,54
$K_2O$	4,59	4,65	4,52	4,93	4,99	4,62	4,56	4,62	5,31	4,99	4,78
$P_2O_5$	0,07	0,06	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
ппп	0,63	1,22	1,29	0,95	0,43	0,80	0,88	1,54	0,89	0,92	0,96
$\Sigma$	100,16	99,40	98,84	99,28	99,09	99,68	100,18	99,89	101,44	99,34	–
$H_2O^-$	0,15	0,03	0,09	0,06	0,11	0,15	0,07	0,01	0,09	0,07	0,08
$CO_2$	0,16	0,36	0,09	0,06	0,05	0,06	0,07	0,26	0,42	0,31	0,18
$K_2O/Na_2O$	1,39	1,54	1,36	1,27	1,32	1,23	1,28	1,28	1,52	1,35	–
$K_2O+Na_2O$	7,89	7,67	7,85	8,82	8,76	8,39	8,12	8,23	8,80	8,68	–
$(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$	0,64	0,66	0,66	0,66	0,69	0,63	0,66	0,66	0,66	0,63	0,65
$Al_2O_3/(Fe_2O_3+FeO+MgO)$	4,66	4,58	4,77	4,77	3,88	6,35	5,54	6,45	3,31	6,38	5,13
$Fe_2O_3+FeO$	2,70	3,22	1,84	1,77	2,37	1,80	1,68	2,13	1,87	1,33	2,07

Спектры распределения редкоземельных элементов характеризуются отрицательным наклоном с четко проявленным европиевым минимум и преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми (табл.2, рис. 1.). Граниты обогащены легкими редкоземельными элементами в 50–400 раз относительно хондрита (Sun, 1989), причем наиболее сильно увеличены содержания La, Ce и Nd. Содержание тяжелых элементов превышает хондритовый стандарт в 5–50 раз. Наиболее сильное повышение содержания отмечается у Gd, Dy, Er, Yb. Дефицит европия сравнительно небольшой, но достаточно четко выраженный ( $Eu/Eu^* = 0,11$ ). Отношение La/Yb



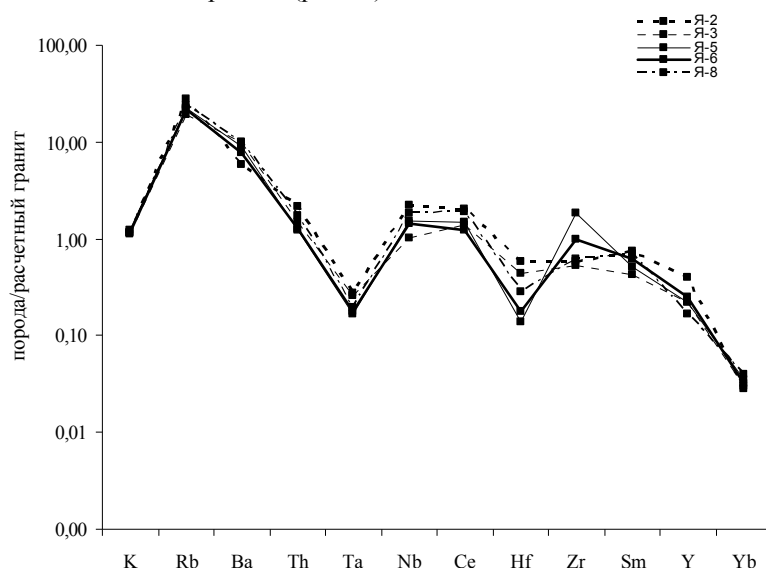
**Рис. 1.** Содержания редкоземельных элементов в гранитах Яротского массива

(1,76) позволяет говорить, что граниты Бадьяуского массива относятся к средне дифференцированному типу. Так же изученным породам свойственно среднее отношение Th/U (3,65), что указывает на проявленные процессы метасоматических изменений. Отмечаются и высокие значения отношений Nb/Ta (11,08), что свидетельствует о ювенильном глубинном источнике этих гранитов.

**Таблица 2.** Содержания редких и редкоземельных элементов в гранитах Яротского массива, г/т

Элемент	Номер пробы					Среднее	σ
	Я-2	Я-3	Я-5	Я-6	Я-8		
Rb	110,6	76,04	89,23	87,26	95,26	91,68	11,32
Ba	293	495	455	382,2	502,7	425,64	78,85
Th	17,02	11,8	9,88	10,26	13,78	12,55	2,62
Ta	1,92	1,81	1,15	1,26	1,35	1,50	0,31
Nb	22,46	10,18	15,26	14,23	18,25	16,08	4,11
Hf	5,28	3,92	1,23	1,59	2,56	2,92	1,50
Zr	194,6	180	620	335,3	212,9	308,73	165,24
Sm	6,74	3,84	4,56	5,59	6,33	5,41	1,08
Y	27,74	15,55	15,69	17,56	11,59	17,63	5,42
U	4,95	3,38	2,28	3,01	3,87	3,50	0,89
La	34,29	22,5	28,2	20,35	32,98	27,65	5,53
Ce	70,78	48,5	52,2	43,44	65,69	56,12	10,40
Pr	8,49	5,53	7,21	5,09	7,16	6,70	1,24
Nd	31,59	20,6	19,2	17,22	23,59	22,44	5,02
Sm	6,74	3,84	4,02	3,15	4,83	4,52	1,23
Eu	0,47	0,45	0,42	0,45	0,51	0,46	0,03
Gd	6,34	3,31	3,55	3,59	4,76	4,31	1,13
Tb	1,08	0,52	0,68	0,58	0,95	0,76	0,22
Dy	6,84	3,29	3,89	3,82	5,17	4,60	1,28
Ho	1,37	0,69	0,89	0,81	1,11	0,97	0,24
Er	4,13	2,2	2,87	2,52	3,23	2,99	0,67
Tm	0,63	0,35	0,48	0,42	0,55	0,49	0,10
Yb	2,25	2,39	2,77	2,59	3,18	2,64	0,32
Lu	0,62	0,36	0,44	0,37	0,52	0,46	0,10
Eu/Eu*	0,07	0,13	0,11	0,13	0,11	0,11	0,02
La/Yb	15,24	9,41	10,16	7,86	10,37	10,61	2,48
Th/U	3,44	3,49	4,33	3,41	3,56	3,65	0,35
Nb/Ta	11,70	5,62	13,27	11,29	13,52	11,08	2,86
La/Nb	1,53	2,21	1,84	1,43	1,81	1,76	0,27

Нормированные на гипотетический плагиогранит COX (Pearce et al, 1984) состав рассеянных элементов на спайдерграмме показывают, что изученные граниты обогащены крупноионными элементами (Rb, Ba) и имеют сходное или слегка повышенное содержание высокозарядных элементов (Th, Nb, Ce, Sm) по отношению к составу гипотетического плагиогранита (рис. 2.).



**Рис. 2.** Геохимический состав гранитов Яротского массива, нормализованный по гипотетическому плагиограниту COX (Pearce et al, 1984)

Граниты характеризуются выдержанным уровнем отношений оксидов главных щелочных металлов –  $K_2O/Na_2O$  (1,23–1,54), которое позволяет говорить, что родоначальным субстратом, вероятно, являлся магматический или метамагматический протолит (Кузнецов Н.Б., Удоротина О.В., 2005). Преимущественно высококалиевый состав изученных гранитов Приполярного Урала и повышенное содержание некогерентных литофильных элементов свидетельствует о выплавлении в мощной континентальной коре (Удоротина О.В. и др., 2003).

#### Список литературы

1. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоротина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протииуралит-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.
2. Соболева А.А. Вулканыты и ассоциирующие граниты Приполярного Урала. - Екатеринбург: Из-во УрО РАН, 2004. 147 с.
3. Удоротина О.В., Соболева А.А., Дорохов Н.С., Кузнецов Н.А. Петрология пород Ильязского массива (Северный Урал) // Труды Института геологии КНЦ УрО РАН, вып. 113, Сыктывкар: Геопринт, 2003. С. 54–73.
4. Pearce J.A., Harris V.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 95–83.
5. Sun S.S. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 17–92.

## МЕТАУЛЬТРАМАФИТЫ АНАБАРСКОГО ЩИТА: ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ГЕОХИМИЯ, ИЗОТОПИЯ

Гусев Н.И.

*Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, nikolay\_gusev@vsegei.ru*

**Введение.** На Анабарском щите тела ультрамафитов встречаются повсеместно, но с преобладанием в гранулитах далдынской серии. Гранулиты имеют полиметаморфический генезис и претерпели не менее двух этапов складчатости гранулитового, в том числе ультравысокотемпературного, метаморфизма и частичного плавления: первый – в мезоархее (287–700 млн лет), второй – в раннем протерозое (2096±17 – 1990±17 млн лет) (Гусев, 2013). Определение формационной принадлежности и возраста формирования этих ультрамафитов является чрезвычайно сложной задачей. Ультрамафиты обычно слагают линзовидные тела, залегающие согласно с вмещающими гранулитами, повторяя очертания крупных складок. Контакты с вмещающими породами согласные, но бывают случаи явного несогласия и срезания пластов. Мощность тел крайне непостоянная и варьирует от нескольких сантиметров до 300 м, по простиранию с небольшими перерывами они могут прослеживаться до 7–13 км. Будины в разных соотношениях сложены метаморфизованными пироксенитами, перидотитами и дунитами.

**Минералогия.** По минеральному составу среди метаперидотитов присутствуют аналоги гарцбургитов, верлитов, лерцолитов и кортландитов, среди метапироксенитов – вебстеритов, бронзититов, диаллагитов (Государственная..., 1983). Метаперидотиты наиболее распространены и представляют собой среднезернистые породы темно-зеленого или черного цвета с массивной или сланцеватой текстурой и преобладающей гранобластовой структурой. Под микроскопом в них наблюдаются реликты первичных гипидиоморфнозернистой и аллотриоморфнозернистой структур. Главные пороодообразующие минералы (в %): ортопироксен – 0–75, клинопироксен – 0–35, оливин – 10–50, серпентин – 1–35, амфибол – 5–30. Второстепенные – магнетит (0–4%), сульфиды, флогопит, тальк, хлорит. Ортопироксен образует короткопризматические кристаллы, по оптическим свойствам относится к бронзиту. Клинопироксен имеет бледно-зеленую окраску и относится к маложелезистому диопсиду. Оливин слегка окрашен в желтоватый цвет, по оптическим характеристикам соответствует хризолиту, замещается серпентином с образованием петельчатой структуры. Амфибол в шлифах бесцветный, либо буровато-зеленый. С метасульфидными телами связана непромышленная сульфидная медно-никелевая минерализация. Сульфиды образуют вкрапленники размером до 4,0 мм. Среди них резко преобладают пирротин (до 95%) и халькопирит (до 7%). В малых количествах отмечены пентландит (до 1%), кубанит, марказит и пирит. Пирротин присутствует в пластинчатых зернах с извилистыми очертаниями, размером 0,5–2,0 мм. Зерна имеют неоднородное внутреннее строение, обусловленное наличием эмульсиевидных включений пентландита и кубанита. Включения каждого из минералов имеют в основном ленточную и чечевицеобразную форму и одновременно угасают в отраженном свете. Халькопирит образует оторочки вокруг пирротина или сростки с ним размером 0,01–0,2 мм, а также прослеживаются по трещинам спайности и в амфиболе.

По типу вмещающих пород встречаются два типа ультрамафитов: одни залегают в мафитовых двупироксеновых кристаллосланцах, другие в гиперстеновых плагиогнейсах (рис. 1). В двупироксеновых кристаллосланцах (рис. 1, а) ультрамафиты (mg# 81–87) отличаются высоким содержанием оливина и замещающего его серпентина, в сумме составляющих 55–65%. Кроме оливина присутствуют ортопироксен 17–20%, клинопироксен (диопсидового ряда и авгит примерно в равных соотношениях) 10–15%, шпинель 3%, магнетит 2–3%. Породообразующие минералы по данным микрозондового анализа характеризуются высокой магнезиальностью ( $X_{mg}=0.85–0.88$ ). Оливин ( $X_{mg}=0.87$ ) содержит примесь NiO 0.39% и MnO 0.2%, но не содержит хрома, который присутствует в большинстве остальных породообразующих и акцессорных минералов. Наиболее магнезиальным является клинопироксен диопсидового ряда ( $X_{mg}=0.88$ ) с содержанием CaO 22.6%, FeO 3.63%,  $Al_2O_3$  3.67%, постоянной примесью  $TiO_2$  0.38%, иногда  $Cr_2O_3$  0.1–.33%. Авгит ( $X_{mg}=0.85$ ) более глиноземистый ( $Al_2O_3$  11.15%), менее известковистый (CaO 12.27%) в небольшом количестве содержит примесь щелочей ( $Na_2O$  1.11%;  $K_2O$  0.32%) и более обогащен  $TiO_2$  0.74% и  $Cr_2O_3$  0.54%. Ортопироксен (энстатит,  $X_{mg}=0.86$ ) в небольшом количестве содержит  $Al_2O_3$  2.99%, CaO 0.36% и MnO 0.28%, иногда –  $Cr_2O_3$  0.1–. 26%. Шпинель (хромогерцинит,  $X_{mg}=0.60$ ) при содержании  $Al_2O_3$  53.25% и  $Cr_2O_3$  8.55%, также содержит NiO 0.58%, MnO 0.11%. Шпинель с краев замещается магнетитом, содержащим  $Cr_2O_3$  5.99%, NiO 0.65%, MgO 0.82% и MnO 0.2%.

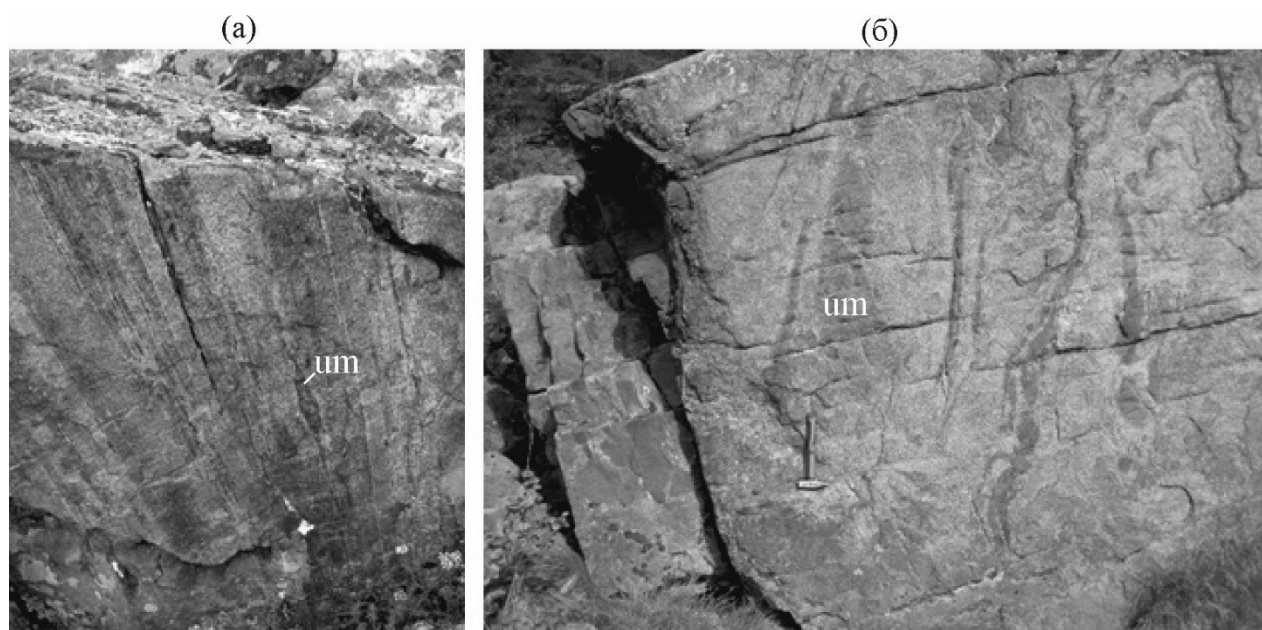


Рис. 1. Ультрамафитовые (um) обособления:

(а) – в мафитовых двупироксеновых кристаллосланцах; (б) – в гиперстеновых плагиогнейсах

Ультрамафиты в плагиогнейсах (рис. 1, б), представленные шпинельсодержащими плагиоклазовыми метавебстеритами (mg# 75–77), отличаются от аналогичных обособлений в мафитовых кристаллосланцах более низкой магнезиальностью, как пород в целом, так и слагающих минералов. Они состоят (в %) из Орх 55, Срх 15, Pl ( $An_{40}$ ) 15, Ol 5, Am 5, Spl 5 с единичными выделениями серпентина, вероятно, по первичному оливину. По результатам микрозондового анализа в ортопироксене (бронзит,  $X_{mg}=0.75$ ), при содержании FeO 15% и  $Al_2O_3$  2,4%, отмечается постоянная примесь MnO 0.31% и CaO 0.29%. Клиннопироксен диопсидового ряда ( $X_{mg}=0.84$ ) содержит CaO 21%, FeO 4.9%,  $Al_2O_3$  3,9% и постоянную примесь  $Na_2O$  0.36%. В оливине (хризолит,  $X_{mg}=0.71$ ) установлено содержание NiO 0.41% и MnO 0.18%. Шпинель (хромогерцинит,  $X_{mg}=0.43$ ) при содержании  $Al_2O_3$  56% и  $Cr_2O_3$  5.5% также содержит NiO 0.41%. Плагиоклаз ( $Ab_{58}An_{38.7}Or_{3.3}$ ) встречается в крупных изометричных зернах и почти полностью сосюртитизирован. Паргаситовая роговая обманка ( $X_{mg}=0.58$ ) содержит  $Na_2O$  2.48%,  $K_2O$  1.42%,  $TiO_2$  1.47%, иногда  $Cr_2O_3$  0.32–0.53%.

**Геохимия.** Общими геохимическими особенностями ультрамафитов являются высокая магнезиальность (mg# 74–87), высокие содержания (в мкг/г): V 87–236, Cr 500–3000, Ni 128–3460.

Ультрамафиты в основных кристаллосланцах отличаются отрицательными аномалиями Ba и Sr, низкой величиной  $\Sigma PЗЭ$  4.82–6.91 мкг/г, графики распределения которых находятся в нижней части диаграмм (рис. 2). В этих породах отсутствует фракционирование PЗЭ  $(La/Yb)_N = 0.6–.07$  и Eu-минимум ( $Eu/Eu^* 1.0–1.23$ ), иногда отмечается положительный наклон графиков распределения  $(La/Yb)_N = 0.42–0.66$  и величина  $Eu/Eu^* 0.60–0.69$  (Гусев, 2013).



В ультрамафитах среди плагиогнейсов отчетливо проявлены положительные аномалии Pb и слабо Ba, а также отрицательные аномалии Nb. Характерно умеренное содержание P3Э ( $\Sigma$  P3Э 32.74–46.08 мкг/г) и фракционированная структура их распределения  $(La/Yb)_N$  5.31–7.62, Eu-минимум проявлен слабо или отсутствует ( $Eu/Eu^*$  0.86–1.16).

Вмещающие гиперстеновые плагиогнейсы (минеральный состав в %: антипертитовый плагиоклаз (An<sub>40</sub>) 65, Q 15–18, Нур 8–12, TiMgt 2–3, Ap 0.3) отличаются высоким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 18.1%. По величине отношений  $K_2O/Na_2O=0.25$ ,  $(La/Yb)_N=20$ ,  $Sr/Y=50$ , их протолит близок к породам архейских ТТГ-комплексов. Наблюдается подобие в графиках распределения P3Э ультрамафитов и вмещающих плагиогнейсов. В ультрамафитах выше сод Cs, Rb, Ti, но они сильнее деплетированы Sr и P.

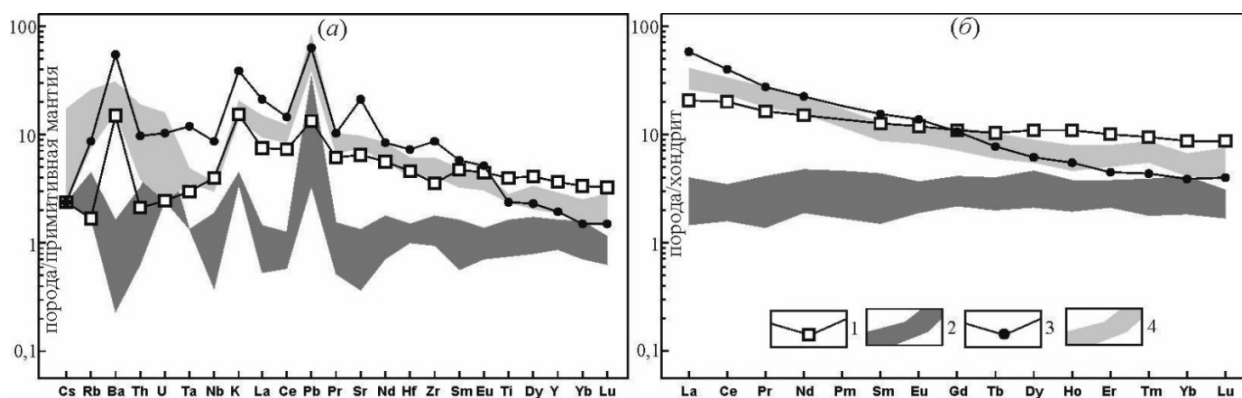


Рис. 2. Мультиэлементные диаграммы для пород Анабарского щита

1 – мафитовые кристаллосланцы, 2 – ультрамафитовые обособления в мафитовых кристаллосланцах, 3 – гиперстеновые плагиогнейсы, 4 – ультрамафитовые обособления в гиперстеновых плагиогнейсах.

**Изотопия Nd и Sr.** Ультрамафиты в кристаллосланцах по данным пяти анализов характеризуются  $\epsilon_{Nd}(T)$  от +1.3 до +6,  $\epsilon_{Sr}(T)$  +5.52 до +45.87. Они отличаются превышающими хондритовые величинами  $^{147}Sm/^{144}Nd$  от 0.1779 до 0.2820, поэтому результаты определения Nd-модельного возраста их протолита являются некорректными. Вмещающие основные кристаллосланцы имеют величину  $\epsilon_{Nd}(T)$  от +0.2 до +3.1,  $\epsilon_{Sr}(T)$  +0.46 до +34.18 и повышенные величины отношения  $^{147}Sm/^{144}Nd$  от 0.1634 до 0.1859. Приведенные данные указывают на мантийный источник магмы, обогащенной радиогенным (коровым) стронцием.

Оливин-плагиоклазовые метавебстериты в гиперстеновых плагиогнейсах характеризуются величинами отношения  $^{147}Sm/^{144}Nd$  0.1241–0.1403. Значения в них  $\epsilon_{Nd}(T)$  от +2.7 до +3.8,  $\epsilon_{Sr}(T)$  от +2.42 до +16.42 также соответствуют мантийным характеристикам. В плагиоклазовых вебстеритах Nd-модельный возраст протолита  $T_{Nd}(DM)$  и  $T_{Nd}(DM-2st)$  составил 2.9 млрд лет и совпал с возрастом датированного циркона  $2899 \pm 26$  млн лет.

Вмещающие гиперстеновые плагиогнейсы характеризуются величиной  $^{147}Sm/^{144}Nd=0.1235$ . Возраст наиболее древнего циркона в них 3050 млн лет, величина  $\epsilon_{Nd}(T)=+0.3$ ; Nd-модельный возраст протолита  $T_{Nd}(DM)$  и  $T_{Nd}(DM-2st)$  составляет 3.3 млрд лет.

**Возраст ультрамафитов.** Высокомагнезиальные ультрамафиты в основных кристаллосланцах очень бедны цирконом или не содержат его совсем. Однако в двух случаях из ультрамафитов этого типа по единичным цирконам были получены U-Pb датировки (SHRIMP II)  $2745 \pm 15$  и  $2705 \pm 12$  млн лет (Гусев, 2013).

Результаты U-Pb датирования цирконов (SHRIMP II) из оливин-плагиоклазовых метавебстеритов в Далдынской глыбе образуют 2 кластера дискордантных значений. Для наиболее древних цирконов по верхнему пересечению дискордии был получен возраст  $2899 \pm 26$  млн лет (Гусев, 2013), который принимался в качестве возраста формирования ультрамафитов. В этих цирконах отсутствует зональность, характерно высокое отношение Th/U 0.93–1.25, спектры распределения P3Э соответствуют циркону магматического генезиса. На диаграмме La –  $(Sm/La)_N$  точки размещаются в поле магматического циркона. Циркон раннепротерозойского возраста ( $2222 \pm 8$  млн лет) имеет отношение Th/U 0.53, более обогащен LREE и формировался в условиях высокой флюидонасыщенности среды. Это подтверждается его положением вне поля магматических цирконов на диаграмме La –  $(Sm/La)_N$  (Сергеева, Гусев, 2015).

Для верификации полученных результатов была изучена Hf-Nd изотопная систематика. Данная методика, основанная на сопоставлении U-Pb возраста циркона с величиной модельного возраста породы по неодииму, дает возможность корректно оценивать происхождение циркона (Лохов и др., 2009). Корреляция изотопного состава гафния в цирконах и неодима в породах показала, что цирконы с возрастом около 2900 млн лет, являются захваченными или унаследованными, что дает основание считать ультрамафитовые породы моложе 2900 млн лет.

Из метабестеритов в гиперстеновых плагиогнейсах (рис. 1, б) получен циркон с возрастом по верхнему пересечению линии дискордии  $2726 \pm 15$  млн лет. При величине  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  0.1403 модельный возраст протолита этих ультрамафитов  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  2.85 млрд лет,  $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$  2.82 млрд лет.

По результатам Sm-Nd изохронного датирования металерцолитов ( $\Sigma \text{PЗЭ}$  43.89 мкг/г;  $(\text{La/Yb})_{\text{N}} = 13.12$ ) из будины ультрамафитов в поле развития пород амбардахской толщи на правом берегу р. Котуйкан (Липенков и др., 2015) получена Sm-Nd минеральная изохрона (Орх-Срх-Ол-Ам-Ср-ВР), отвечающая возрасту  $2632 \pm 110$  млн лет. Металерцолиты характеризуются отношением  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.125817$ , указывающей, что изотопная система Nd не нарушена, однако полученные данные противоречивы. Судя по величине  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) + 13.9 \pm 0.9$  ( $\text{MSWD} = 0.4$ ) источником металерцолитов могла быть деплетированная мантия, а модельный возраст протолита  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  и  $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$  составил 1.8 млрд лет. Эти же породы в параллельной пробе показали величину  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) + 8.2$ , которая указывает на возможный мантийный резервуар типа PREMA, и модельный возраст протолита 2.34–2.36 млрд лет – тоже моложе, чем Sm-Nd изохронный возраст, что связано, вероятно, с сильной измененностью породы.

По совокупности полученных данных время формирования ультрамафитов (в районе 2700 млн лет) совпадает с массовым развитием чарнокитового и санукитоидного магматизма на Анабарском щите. Предполагается, что это магматическое событие приурочено к завершению субдукционно-аккреционно-коллизийных процессов на Анабаре, с последующим отрывом слэба, астеносферным апвеллингом и андерплейтингом мафит-ультрамафитовых магм (Гусев, 2013).

#### Список литературы

1. Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист R-48-(50) – Оленек. Объяснительная записка / Отв. ред. Ф.Г. Марков. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 196 с.
2. Гусев Н.И. Анабарский щит Сибирского кратона: вещественный состав, геохимия, геохронология. Saarbrücken: LAMBERT Academic Publ. 2013. 188 с. ISBN 978-3-659-51364-0.
3. Сергеева Л.Ю., Гусев Н.И. Hf-Nd изотопная систематика в гранулитах Анабарского щита как индикатор генезиса разновозрастных цирконов // Материалы IV международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. С. 467–470.
4. Липенков Г.В., Мацак М.С., Кириченко В.Т. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Анабарская. Лист R-48 – Хатанга. Объяснительная записка – СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ. 2015. 342с. В издании.
5. Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н. и др. Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) // Региональная геология и металлогения. 2009. № 38. С. 43–53.

## ПЕТРОЛОГИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ МЕТЕОРИТОВ

Гонцова С.С., Максимова Е.М., Наухацкий И.А., Милокова Е.Т.

Крымский федеральный университет им. В.И. Вернадского, [lenamax112@rambler.ru](mailto:lenamax112@rambler.ru)

**Введение.** Минералы являются составной частью горных пород и руд земного строения и Солнечной системы. Достижения в области космических исследований и глубинного строения Земли привели к возникновению нового направления в науке о планетах, которую можно назвать космической или глобальной петрологией. Получение образцов лунных пород и метеоритов создало вещественную (петрографическую) основу космических исследований (А.А. Маракушев. и др. 1992).

Внеземные объекты формировались при разных условиях, что привело к различиям в составе и структуре входящих в них минералов. Все метеориты состоят из железо-никелевого сплава и силикатов, позволяющих разделить их на три основные группы: каменные (аэролиты), железокаменные (сидеролиты) и железные (сидериты), (Додд Р.Т. 1986). На сегодняшний день известно около 4000 минералов, из них ~ 280 найдены в метеоритах.

**Образцы и методы.** Методами рентгеноструктурного анализа и сканирующей электронной микроскопии были исследованы четыре осколка железных метеоритов. На (рис. 1) представлены исследуемые образцы, три из них принадлежат Сихотэ-Алинскому метеориту, который упал 12 февраля 1947 года на Дальнем Востоке в окрестностях хребта Сихотэ-Алинь, а четвертый – Кампо-дель-Сьело – был обнаружен впервые в 1576 г. на севере Аргентины.

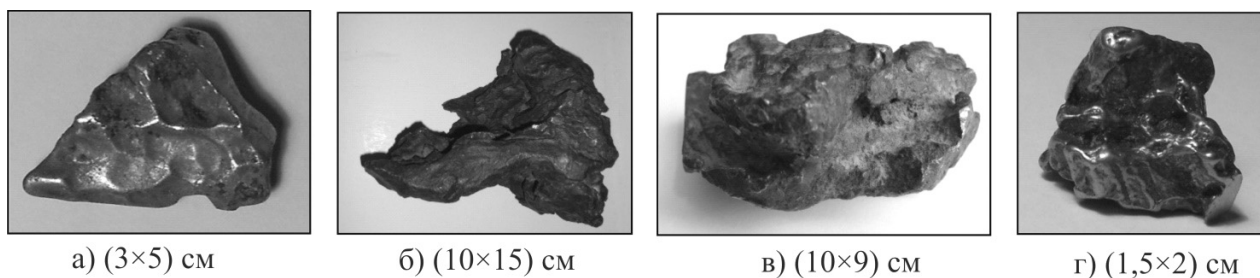


Рис. 1. Исследуемые образцы:

а) – в) осколки Сихотэ-Алинского метеорита; г) осколок метеорита Кампо-дель-Сьело

**Рентгеноструктурные исследования.** Структурные исследования осколков проводились на дифрактометре общего назначения «ДРОН-3» методом порошков с использованием медного излучения (Cu K $\alpha$ ). Съемка проводилась в области углов от 10° до 100°.

Установлено, что в осколках Сихотэ-Алинского метеорита доминируют кристаллические фазы камасит  $\alpha$ -(Fe,Ni) и тэнит  $\gamma$ -(Fe,Ni) – самородные сплавы железа и никеля космического происхождения. Присутствуют также минералы: троилит FeS, добзелит FeCr<sub>2</sub>S<sub>4</sub> – группа сульфидов; вюстит FeO, гематит Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, магнетит Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> – группа оксидов железа; хромит FeCr<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, оливин (Fe,Mg)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>, когенит (Ni,Fe,Co)<sub>3</sub>C, шрейберзит Fe<sub>2</sub>NiP, брецинаит Cr<sub>3</sub>S<sub>4</sub> и карлсбергит CrN, (Гонцова С.С. и др. 2015).

Матрица осколка метеорита Кампо-дель-Сьело состоит из минерала камасит  $\alpha$ -(Fe,Ni) – никелистое железо космического происхождения. Всего в образце выявлено пятнадцать кристаллических фаз. Среди них: троилит FeS, сфалерит ZnS, добзелит FeCr<sub>2</sub>S<sub>4</sub>, алабандин MnS, графит C, хромит FeCr<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, когенит Fe<sub>3</sub>C, шрейберзит Fe<sub>2</sub>NiP, тэнит  $\gamma$ -(Fe,Ni) и группа силикатов: энстатит (Mg,Ca)SiO<sub>3</sub>, геденбергит CaFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, пижонит (Ca,Fe)<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, оливин (Fe,Mg)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>, плакиоглаз (Ca,Na)(Al,Si)[AlSi<sub>2</sub>O<sub>8</sub>], (Максимова Е.М. и др. 2015).

### Минералы в метеоритах

Основой всех железных метеоритов является минерал «камасит»  $\alpha$ -(Fe,Ni) – низкотемпературная объемно-центрированная фаза железа с примесью никеля от 4 до 7,5%. Камасит образует крупные кристаллы, которые проявляются в виде широких полос или лучеподобных структур на протравленной поверхности железного метеорита. Имеет металлический блеск, серый цвет и не имеет четкой спайности. Формула симметрии –  $m\bar{3}m$ . Камасит выступает как акцессорный минерал кристаллов тэнита. «Тэнит»  $\gamma$ -(Fe,Ni) – высокотемпературная гранецентрированная фаза железа с примесью никеля до 48%. Формируется в виде ленточного железа. Имеет металлический блеск, серо-белый цвет и не имеет четкой спайности. По мере увеличения количества никеля увеличивается твердость.

«Троилит» FeS – сульфид железа, вторичный минерал метеоритов. Кристаллы обладают гексагональной сингонией, группой симметрии –  $6/mmm$ . Как правило, в железных метеоритах можно обнаружить в виде нодулей (узелков) или зерен. Часто выступает как акцессорный минерал кристаллов графита. Имеет металлический блеск, цвет от бронзово-желтого до черного, спайность отсутствует, излом неровный, немagnetный.

«Шрейберзит» Fe<sub>2</sub>NiP – фосфид железа, встречающийся в железных и железно-каменных метеоритах. Часто наблюдается около зерен троилита. Кристаллы обладают тетрагональной сингонией, группа симметрии –  $\bar{4}$ . Встречается также в виде четко ограненных палочкообразных кристаллов рабдита Fe<sub>1,5</sub>Ni<sub>1,5</sub>P. Имеет металлический блеск, цвет серебристо-белый.

«Оливин» (Fe,Mg)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> – основной минерал каменных и железоканменных метеоритов, реже встречается в железных метеоритах. Кристаллы обладают ромбической сингонией, группа симметрии –  $mmm$ . Имеют стеклянный блеск, цвет от зеленого до бесцветного, среднюю спайность в одном направлении.

«Хромит» FeCr<sub>2</sub>O<sub>4</sub> – встречается во многих метеоритах. Часто в виде небольших черных, непрозрачных зерен. Кристаллизуется в кубической сингонии, группа симметрии –  $m\bar{3}m$ . Обладает полуметаллическим цветом, спайность отсутствует.

«Графит» C – встречается в железных и каменных метеоритах. Образуется в виде пушистых образований, графитовых зерен, углеродных нанотрубок и нанотрубок, (Colbern S. 2009). Кристаллы обладают гексагональной сингонией, группой симметрии –  $6/mmm$ , черно-серым цветом, блеском от металлического до жирного.

«Когенит» (Ni,Fe,Co)<sub>3</sub>C – часто встречается в железных метеоритах, реже в каменных. Выступает как акцессорный минерал кристаллов шрейберзита. Кристаллы обладают ромбической сингонией, группой симметрии –  $mmm$ , бронзовым цветом.

В каменных и железокатенных метеоритах всегда есть включения силикатных минералов, в железных они встречаются реже. Самыми распространёнными являются:

«Энстатит»  $(\text{Mg,Ca})\text{SiO}_3$  – кристаллы ромбической сингонии, группа симметрии –  $\text{mmm}$ , обладающие стекляннм и перламутровым блеском, цветом от коричневого до оливково-зеленого, ясной спайностью.

«Геденбергит»  $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$  – кристаллы моноклинной сингонии, группа симметрии –  $2/m$ , со стекляннм и тусклым блеском, цветом от оливково-зеленого до черного, ясной по призме спайностью.

«Пижонит»  $(\text{Ca,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$  – кристаллы моноклинной сингонии, группа симметрии –  $2/m$ , со стекляннм и тусклым блеском, черного цвета, спайность ясная.

«Плакиоглаз»  $(\text{Ca,Na})(\text{Al,Si})[\text{AlSi}_2\text{O}_8]$  – кристаллы триклинной сингонии, группа симметрии –  $\bar{1}$ , блеск стекляннм, цвет белый, спайность совершенная.

Следующие минералы относятся к случайным минералам, редко встречающимся в метеоритах.

«Добрелит»  $\text{FeCr}_2\text{S}_4$  – кристаллы кубической сингонии, с металлическим блеском, цвет чернм, спайность ясная. Группа симметрии –  $m\bar{3}m$ .

«Вюстит»  $\text{FeO}$  – кристаллы кубической сингонии, группа симметрии –  $m\bar{3}m$ , металлический блеск, цвет чернм.

«Гематит»  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – кристаллы тригональной сингонии, группа симметрии –  $\bar{3}m$ , с металлическим, тусклым и матовым блеском, светло-серого цвета.

«Магнетит»  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  – кристаллы кубической сингонии, группа симметрии –  $m\bar{3}m$ , с полуметаллическим блеском, черного цвета.

«Сфалерит»  $\text{ZnS}$  – кристаллы кубической сингонии, группа симметрии –  $\bar{4}3m$ , с алмазным блеском, цвет от желтого до черного, спайность совершенная по ромбодекаэдру.

«Алабандин»  $\text{MnS}$  – кристаллы кубической сингонии, группа симметрии –  $m\bar{3}m$ , с полуметаллическим блеском, цвет от зеленого до серо-черного.

«Брецинаит»  $\text{Cr}_3\text{S}_4$  – кристаллы моноклинной сингонии, группа симметрии –  $2/m$ , непрозрачные;

«Карлсбергит»  $\text{CrN}$  – кристаллы кубической сингонии, группа симметрии –  $m\bar{3}m$ .

В таблице представлены основные характеристики минералов, присутствующих в исследуемых образцах.

#### Основные характеристики минералов

Минерал	Формула	Цвет	Твердость (шкала Мооса)	Плотность (г/см <sup>3</sup> )
Камасит	$\alpha\text{-(Fe,Ni)}$	Серый	4	8
Тэнит	$\gamma\text{-(Fe,Ni)}$	Серо-белый	5–5,5	7,8–8,22
Троилит	$\text{FeS}$	От бронзо-желтого до черного	3,5–4	4,58–4,65
Шрейберзит	$\text{Fe}_2\text{NiP}$	Серебренно-белый	6,5–7	7–7,8
Оливин	$(\text{Fe,Mg})_2\text{SiO}_4$	Желтовато-зеленый	6,5–7	3,2–3,6
Хромит	$\text{FeCr}_2\text{O}_4$	Чернм	5,5	4,5–4,8
Графит	C	Железно-чернм, стальнм-серый	1–2	2,08–2,23
Когенит	$(\text{Ni,Fe,Co})_3\text{C}$	Чернм	5,5–6	7,2–7,65
Энстатит	$(\text{Mg,Ca})\text{SiO}_3$	Белый, серый, коричневы	5–6	3,2–3,9
Геденбергит	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	Коричнево-зеленый, оливково-зеленый, чернм	5,5–6,5	3,56–3,65
Пижонит	$(\text{Ca,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$	Чернм, коричнево-зеленый	6	3,3–3,46
Плакиоглаз	$(\text{Ca,Na})(\text{Al,Si})[\text{AlSi}_2\text{O}_8]$	Белый, желтый	6–6,5	2,6–2,8
Добрелит	$\text{FeCr}_2\text{S}_4$	Чернм	4,5–5	3,81–3,84
Вюстит	$\text{FeO}$	Серый	5–5,5	6,02
Гематит	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	От серо-стального до железно-черного	5,5–6,5	4,9–5,3
Магнетит	$\text{Fe}_3\text{O}_4$	Серо-чернм, желто-чернм	5,5–6	4,9v5,2
Сфалерит	$\text{ZnS}$	Серовато-буры, коричневы, чернм	3,5–4	3,9–4,2
Алабандин	$\text{MnS}$	Чернм, зеленый коричневы,	3,5–4	3,95–4,04
Брецинаит»	$\text{Cr}_3\text{S}_4$	Коричневы	3,5–4,5	4,12
Карлсбергит	$\text{CrN}$	Серо-металлический	7	5,9

**Сканирующая электронная микроскопия.** На растровом электронном микроскопе РЭМ-106 с приставкой ЭДС-1 была исследована морфология поверхности образцов. На (рис. 2) представлены изображения камасита  $\alpha\text{-(Fe,Ni)}$  поверхности образцов с характерным чешуйчатым расположением. Видны системы параллельных полос – линий Неймана, образовавшихся в результате ударной нагрузки.

Обнаружен также ряд хорошо сформированных монокристаллов различных минералов: троилита, графита, рабдита и др. А также наноглобулярные образования, балочные и дендритные микроструктуры, железные «пузыри», которые являются специфическими формами неоднородности космического вещества и не встречаются в объектах земного происхождения (Максимова Е.М. и др. 2015; Гонцова С.С. и др. 2015).

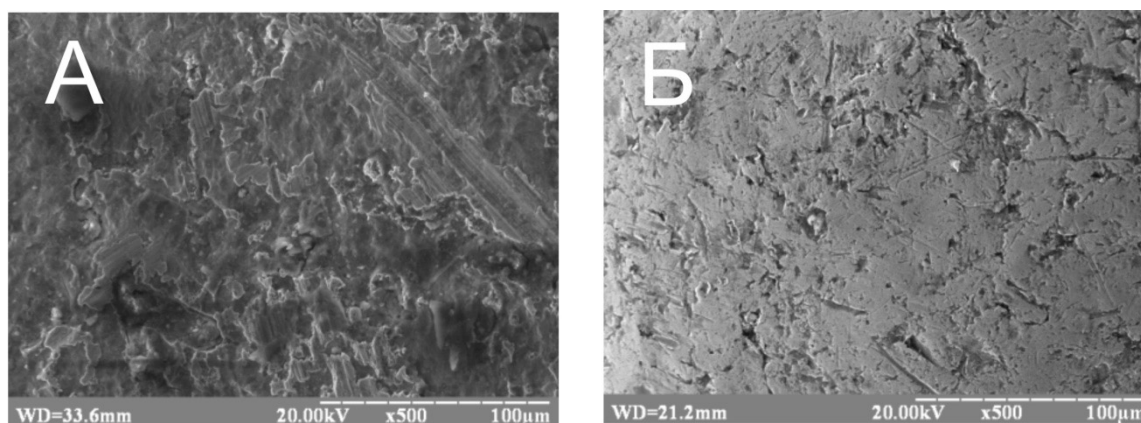


Рис. 2. Поверхность минерала камасит: а) Сихотэ-Алинский метеорит, образец № 1; б) метеорит Кампо-дель-Сьело

Изучение структуры и физических характеристик внеземного вещества метеоритов позволяет получать ценную информацию об этапах формирования вещества в Солнечной системе.

#### Список литературы

1. Маракушев А.А., Грановский Л.Б., Зиновьева Н.Г., Митрейкина О.Б. Космическая петрология/ под. ред. А.А. Маракушев. М.: МГУ, 1992. 325 с.
2. Додд Р.Т. Метеориты. Петрология и геохимия: Пер. с англ. – М.: Мир, 1986. 384 с.
3. Гонцова С.С., Максимова Е.М., Наухацкий И.А., Милюкова Е.Т. Идентификация минеральных фаз железных метеоритов групп IAB и IIAB // XXI Всероссийская конференция студентов-физиков и молодых ученых. Материалы конференции. Омск. 2015. С. 337–338.
4. Гонцова С.С., Максимова Е.М., Наухацкий И.А. Изучение тонкой кристаллической структуры метеорита Кампо-дель-Сьело // Физическое образование в вузах. 2015. Т.21. № 1. С. 18–19.
5. Максимова Е.М., Гонцова С.С., Наухацкий И.А., Милюкова Е.Т. Исследование макро- и микроструктуры осколка метеорита Кампо-дель-Сьело // Метеориты, астероиды, кометы. Материалы конференции. Челябинск: ТЕТА, 2015. С. 153–156.
6. Colbern S. Analysis of Object Taken from Patient John Smith // All Rights Reserved. 2009.
7. Norton O.R., Chitwood L. Field Guide to Meteors and Meteorites. The Patrick Moore Practical Astronomy Series, 2008. 287 p.

## МИНЕРАЛОГ-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНАТОВ ИЗ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ ХАНГИЛАЙСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Казанцева М.И., Баданина Е.В.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, [that00@rambler.ru](mailto:that00@rambler.ru)

Гранаты, являясь сквозным минералом многих геохимических систем, хорошо отражают изменения состава минералообразующих сред. Объектом нашего изучения стали гранаты из двух гранитных массивов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье: Спокойнинского – альбит-грейзенизированные граниты с W оруденением и Орловского – Li-F граниты с Ta оруденением.

Орловский массив имеет зональность, характеризующуюся последовательной сменой снизу вверх следующих гранитов: порфировидные протолитонитовые ⇒ порфиробластовые микроклин-альбитовые с литиевым фенгит-мусковитом и гороховидным кварцем ⇒ микроклин-альбитовые с зеленым мусковитом ⇒ амазонит-альбитовые граниты с железистым лепидолитом ⇒ амазонит-альбитовые граниты с цинвальдитом или с лепидолитом ⇒ топаз-слюдяные грейзены эндо- и экзоконтакта массива.

В Спокойнинском массиве вскрывается разрез пород от мусковитовых до мусковитовых микроклин-альбитовых гранитов и кварц-мусковитовых грейзенов с вольфрамовой и бериллиевой минерализацией (Баданина, 2010).

Как известно, гранаты из гранитов относятся к группе алюминиевых гранатов (пиральспитов), к изоморфному ряду альмандин-спессартин. Состав граната в гранитных массивах изменяется в процессе

дифференциации, что отражается в падении концентраций  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  и росте  $Mn^{2+}$ . Растёт спессартиновый минерал. Гранат является концентратором преимущественно тяжёлых редкоземельных элементов (Балашов, 1979).

В Орловском массиве гранат светло-розового цвета, полупрозрачный, размер кристаллов от 0,2 до 0,5 мм. В разрезе дифференциатов Орловского массива происходит смена преобладающей морфологии зерен граната: в Li-биотитовых гранитах преобладает комбинация ромбододекаэдра и тетрагонтриоктаэдра, в микроклин-альбитовых гранитах с литиевым фенгит-мусковитом – тетрагонтриоктаэдрическая форма. В амазонитовых гранитах с Li-слюдами зерна граната, преимущественно, имеют форму ромбододекаэдра, реже встречаются комбинации ромбододекаэдра и тетрагонтриоктаэдра. У некоторых зерен поверхности граней со следами выщелачивания. В Спокойнинском массиве гранат представлен прозрачными кристаллами оранжево-красного цвета, размером от 0,3 до 0,07 мм. Форма кристаллов преимущественно тетрагон-триоктаэдрическая, изредка встречаются ромбододекаэдры.

Анализ гранатов методом электронного зондирования на приборе Hitachi S-3400N (ресурсный центр Научного парка СПбГУ «Геомодель») и Cameca SX-100 (Ганновер), показали, что гранаты из всех разновидностей гранитов Хангилайского рудного узла по видообразующему составу относятся к альмандин-спессартиновому ряду. В Орловском массиве в гранатах из Li-биотитовых гранитов к гранатам из микроклин-альбитовых гранитов наблюдается рост марганцовистости (от 19,78 до 22,7 масс.% MnO). Напротив, в гранатах из амазонитовых гранитов уменьшается содержание марганца (до 14,6 масс.% MnO), а железа возрастает (до 23,67 масс.% FeO). Вероятно, гранат кристаллизуется на этом этапе раньше Li-Fe слюды.

Для изучения поведения редких и редкоземельных элементов гранаты были проанализированы на ионном зонде Cameca IMS-4f (Ярославль). В гранатах из биотитовых гранитов Хангилайского массива и протолитионитовых гранитов глубоких горизонтов Орловского массива наблюдается максимальная «отрицательная» Eu-аномалия (Eu/Eu\* от 0,0001 до 0,0058), содержание редкоземельных элементов достигает 8385 ppm. В гранатах из амазонитовых гранитов Eu-аномалия незначительная (Eu/Eu\* от 0,2300 до 0,3983), сумма РЗЭ низкая (до 410 ppm). Таким образом, в гранатах из разреза пород Орловского массива происходит падение суммы редкоземельных элементов и уменьшение контрастности Eu-аномалии. Гранаты из Li-биотитовых гранитов уникальны высокими содержаниями РЗЭ, даже по сравнению с гранатами из массивов Li-F гранитов Монголии и лепидолит-содержащими гранитными пегматитами (Владыкин, 1983; Гордиенко, 2008). По содержанию РЗЭ гранаты из мусковитовых гранитов Спокойнинского массива близки к гранатам из биотит-мусковитовых гранитов материнского Хангилайского массива.

Гранаты из Li-биотитовых гранитов содержат максимальную концентрацию Li (340 ppm) и Ta (317 ppm) в Хангилайском рудном узле. Гранаты из амазонитовых гранитов при этом резко обеднены Li (67 ppm) и Ta (27 ppm). Вероятно, кристаллизация гранатов в амазонитовых гранитах происходит после кристаллизации Li-слюды, минералов группы колумбита-танталита и микролита. В разрезе дифференциатов Орловского массива для гранатов из амазонитовых гранитов характерно падение содержания всех литофильных элементов, в том числе – Li, Rb, Ta, Mn. Содержание Li в гранатах из гранитов Хангилайского и Спокойнинского массивов близко – порядка 130 ppm Li и 22-46 ppm Ta.

В результате проведенных исследований, были получены данные по типохимизму гранатов из разрезов дифференциатов пород Орловского и Спокойнинского массивов. Основываясь на полученных данных, можно сказать, что состав гранатов свидетельствует о близости минералообразующих сред его образования в биотитовых гранитах Хангилайского массива и породах глубоких горизонтов Спокойнинского массива. Гранат из протолитионитовых гранитов Орловского массива уникален по содержанию РЗЭ и обладает явно выраженной Li и Ta специализацией. Гранаты из амазонитовых гранитов содержат обилие включений Li-, Ta-, РЗЭ-минералов (литиевые слюды, танталит, микролит, эвксенит, монацит-ксенотим). Редкоэлементный состав гранатов из разреза дифференциатов Орловского массива свидетельствует о вероятном участии поздне/постмагматических процессов.

*Работа выполнена в ресурсном центре «Геомодель» СПбГУ при финансовой поддержке гранта РФФИ 13-05-01057а.*

#### Список литературы

1. Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В., Томас Р., Трамболл Р.Б. Петрология. 2010. Т. 18. № 2. С. 1–29.
2. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. Наука. 1979.
3. Владыкин Н.В. Минералого-геохимические особенности редкометалльных гранитов Монголии. Новосибирск: Наука, 1983.
4. Гордиенко В.В. Типоморфизм химического состава граната и апатита гранитных пегматитов. Вопросы геохимии и типоморфизма минералов. Вып. 6. К 90-летию проф. В.Ф. Барабанова: Сб. статей / Под ред. Проф. В.В. Гордиенко. – СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2008.



## ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ЭЛЮВИАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПО ГНЕЙСАМ АРХЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА МАЛОЯНИСЬЯРВИНСКОЙ СТРУКТУРЫ (Ю. КАРЕЛИЯ)

Климова Е.В.<sup>1</sup>, Матреничев В.А.<sup>1,2</sup>, Алфимова Н.А.<sup>1,2</sup>, Матреничев А.В.<sup>1</sup>, Матреничев Н.В.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, [katya\\_kli@list.ru](mailto:katya_kli@list.ru)

<sup>2</sup> ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

<sup>3</sup> ГГУП СФ «Минерал», Санкт-Петербург

Балтийский щит является классической областью развития раннедокембрийских кор выветривания. В проблеме изучения докембрийских гипергенных покровов до сих пор наиболее актуален вопрос о корректности системы доказательств их выделения. Конвергенция главных минералогических и геохимических признаков гипергенного и более высокотемпературного метасоматического процессов минимизирует роль геохимических методов для диагностики таких объектов и обуславливает ведущую роль геологических и петрографических методов. В результате геологических и петрографических исследований зоны контакта палеопротерозойского осадочного чехла с архейским фундаментом на западном берегу оз. М. Янисьярви было выявлено широкое распространение гипергенных изменений в породах фундамента (рис. 1).

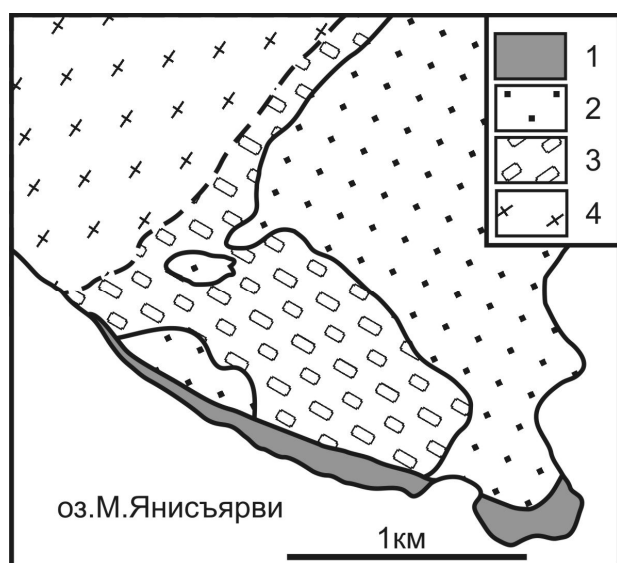


Рис.1. Схема геологического строения западного берега оз. М. Янисьярви.

Условные обозначения. 1 – карбонатно-сланцевые породы, 2 – песчаниками с линзами конгломератов и гравелитов, кварцито-песчаники 3 – элювиальные образования, 4 – гнейсы.

В Малоянисьярвинской структуре мигматизированные гнейсы архейского фундамента перекрываются палеопротерозойскими метасадочными породами, которые представлены ятулийскими песчаниками с линзами конгломератов и гравелитов. Выше по разрезу они сменяются кварцито-песчаниками и карбонатными отложениями.

На границе пород фундамента с карельскими образованиями широко развиты зоны выветривания гранитоидов. Переход от пород фундамента к зоне выветривания постепенный, без резких границ. Породы фундамента теряют целостность (количество трещин, заполненных слюдястым материалом, увеличивается) и постепенно переходят в элювиальные образования.

Среди элювиальных образований можно выделить несколько петрографических разновидностей, которые не образуют отдельных выдержанных горизонтов, но встречаются в виде отдельных участков без резких границ между такими разновидностями.

(1) Крупновалунная элювиальная брекчия сложена неокатанными, угловатыми обломками субстрата. Размер обломков более 1 м. Эта разновидность наиболее широко распространена. В отдельных валунах прослеживаются реликты мигматитовой полосчатости. Микроскопически порода, слагающая валуны, отличается от пород фундамента интенсивной серицитизацией плагиоклаза. Часто встречаются зонально замещенные кристаллы плагиоклаза, где серицит развивается во внешней оболочке, оставляя ядерную часть незатронутой. Так же серицит развивается вдоль трещин спайности и может полностью замещать плагиоклаз. Микроклин практически не затронут изменениями. Кроме того, встречаются трещины мощностью до 1 мм, выполненные микрозернистым кварц-серицитовым агрегатом. Пространство между валунами заполнено несортированным материалом разрушения субстрата, который включает окатанные зерна кварца и полевых шпатов, погруженные в микрозернистый кварц-серицитовый агрегат. Крупные валуны составляют более 70% объема породы.

(2) Мелковалунная элювиальная брекчия сложена слабо окатанными, угловатыми обломками субстрата, размером 2–25 см (рис.2). Количество обломков варьирует от 40 до 70% объема породы. Плагиоклаз в обломках сильно серицитизирован. Материал, цементирующий обломки подобен цементу крупновалунной элювиальной брекчии, но отличается появлением хлорита и биотита. Хлорит часто образует каймы вокруг окатанных зерен плагиоклаза. В цементе широко распространены мелкие симплектитовые сращения биотита и кварца, подчеркивающие псаммитовую структуру.

(3)

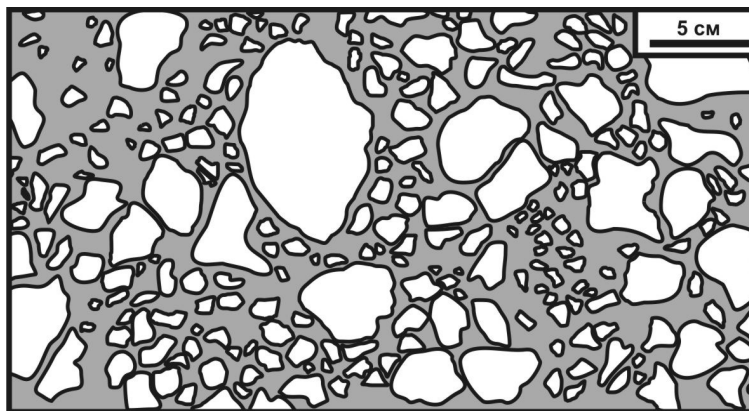


Рис. 2. Мелковалунная элювиальная брекчия.

Белое – обломки гнейсов субстрата, серое – цемент элювиальной брекчии. Рисунок по фотографии

(4) Песчанистый элювий сложен слабоокатанными угловатыми зернами кварца и полевых шпатов, размером от 0,5 мм до 10 мм, которые сцементированы мелкозернистым кварц-хлорит-серицитовым агрегатом. При выветривании на поверхности песчанистого элювия выделяются зерна кварца и полевого шпата, образуя характерную «пупырчатую» поверхность. Песчанистый элювий может включать до 10% окатанных обломков пород размером до 5 см.

(5) Среди песчанистого элювия встречаются линзовидно-полосчатые участки развития существенно кварц-серицитовых пород, где серицит составляет 30–60% объема породы. Мощность отдельных прослоев составляет 3–5 см. Эти прослои представляют собой реликты глинистой зоны коры выветривания.

Элювиальные образования, в пределах изученной территории, обнажаются на участке размером 1х2 км (рис. 1). В поле развития элювия встречаются эрозионные останцы ятулийских кварцито-песчаников, что свидетельствует о пологом залегании палеопротерозойского чехла на архейском фундаменте. Вероятно, незакономерное в плане расположение выделенных разновидностей элювия обусловлено пологим залеганием их границ. В то же время в отдельных обнажениях, обычно на вертикальных стенках, встречаются переходы между различными элювиальными образованиями. Плавные переходы от одной разновидности элювия к другой не позволяют в обнажении оценить пространственное положение такой границы. Таким образом, на западном берегу оз. М. Янисъярви выделяется гипергенный профиль, включающий зону физической дезинтеграции мигматитов, зону элювиальной брекчии, зону песчанистого элювия и маломощную глинистую зону гипергенного профиля.

## ВНАДИЙСОДЕРЖАЩИЕ МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ КРИЧТОНИТА В КОЛЧЕДАННЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ ЮЖНО-ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН

Компанченко А.А., Волошин А.В., Базай А.В.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, [komr-alena@yandex.ru](mailto:komr-alena@yandex.ru)

Южно-Печенгская структурная зона (ЮПСЗ) является частью Печегско-Варзугской нижнепротерозойской рифтогенной структуры, в северо-западной части Кольского региона.

Участок Брагино расположен в осевой части ЮПСЗ. Центральная его часть представлена метапикробазальтами. На северном и южном флангах участка развиты вулканогенно-осадочные образования. В вулканах, преимущественно за пределами участка, закартированы малые тела диоритов, гранит-порфиров, лампрофиров, сиенитов. По вулканогенно-осадочным толщам широко развиты метасоматические образования – кварциты, березиты, листвениты, основные метасоматиты, альбититы (Ахмедов и др., 2004).

Колчеданные проявления наиболее широко развиты на участке Брагино. По текстурным признакам руды разделены на четыре типа: массивные, полосчатые, вкрапленные и брекчиевидные. По нашим данным и литературным источникам главные рудные минералы включают пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит, ильменит. Второстепенные рудные минералы в колчеданных рудах – галенит, молибденит, арсенопирит, пентландит, кобальтин, теллуриды золота и серебра, монацит, барит.

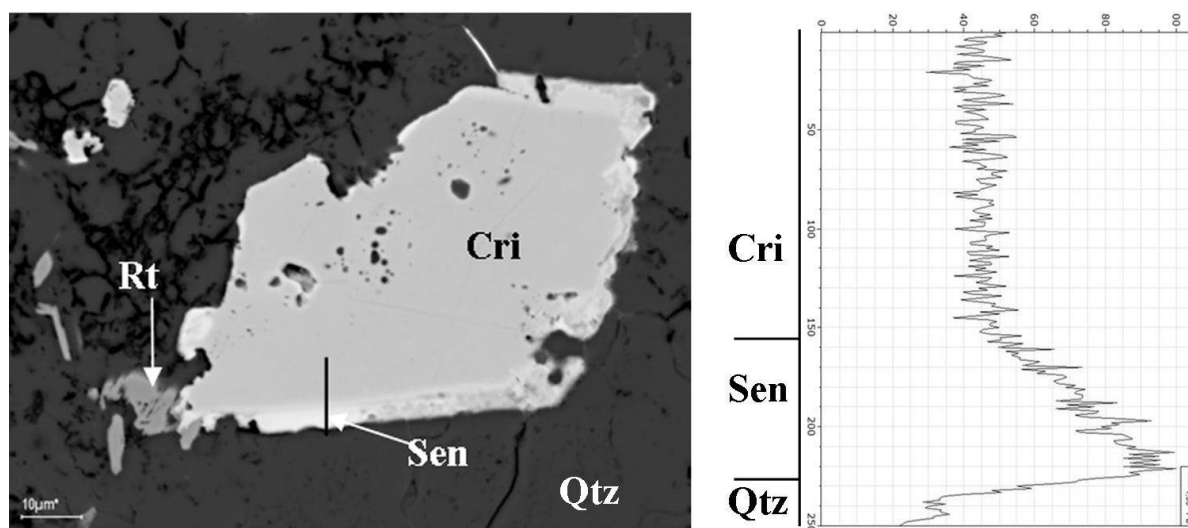
Изучение минералов колчеданных руд проводилось на оптическом микроскопе AxioPlan в отраженном поляризованном свете с блоком видеорегистрации. Исследование фазовой и внутрифазовой однородности минералов осуществлялась при помощи сканирующего электронного микроскопа LEO-1450 с оценкой состава минеральных фаз посредством энергодисперсионного спектрометра Quantax. Химический анализ однородных зёрен минералов размером более 20 мкм выполнен на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca MS-46.

В результате наших исследований в колчеданных проявлениях участка Брагино был установлен новый тип минерализации – ванадиевая минерализация (Компанченко и др., 2015). Главный ванадиевый минерал – кульсонит ( $\text{FeV}_2\text{O}_4$ ), минерал группы шпинели. Также ванадий входит в состав целого ряда минералов (к примеру, содержание  $\text{V}_2\text{O}_3$  в ильмените достигает 1, а рутиле – 3 мас.%), но особенно это проявляется в составе сложных оксидов титана – минералов группы кричтонита.

Группа кричтонита описывается общей формулой  $\text{ABT}_2\text{C}_1\text{C}_2\text{O}_{38}$ , где А – Pb, Sr, Ca; В – U, Mn, Zr, Fe; Т – Fe, Zn, Mg, Mn; C1 – V, Ti, Fe, Cr, Al, Si; C2 – Ti. Эта группа титанатов включает 14 минеральных видов (Wulseretal, 2004), некоторые из них уже установлены в Кольском регионе. Эти минералы изучены в колчеданных проявлениях Имандра-Варзугской структурной зоны (ИВСЗ) и метасоматитах Салла-Куолаярвинской структурной зоны (СКСЗ) и включают 7 минералов: кричтонит, сенаит, давидит-(Ce), давидит-(La), линдслейит, ловерингит, матиазит (Карпов и др., 2015).

На колчеданных проявлениях ЮПСЗ по доминантной роли Sr, Pb, Ba, La и Ce в позиции А были установлены кричтонит, сенаит, линдлейит, давидит-(La) и давидит-(Ce) соответственно. Содержание  $\text{V}_2\text{O}_3$  в минералах варьирует от 6 (в линдслейите) до 17.5 мас.% (сенаит). Сенаиты так же отличаются высоким по сравнению с другими минералами этой группы содержанием  $\text{Sc}_2\text{O}_3$  до 1 мас. %. Содержание  $\text{V}_2\text{O}_3$  в других минералах группы кричтонита также высокие и достигают 16 мас. %, при содержании  $\text{Sc}_2\text{O}_3$  – до 0.6 мас.% (табл.).

Минералы группы кричтонита встречаются во всех типах руд, причем минералы во вкрапленных рудах отличаются большим относительным размером. Они характеризуются фазовой неоднородностью, выраженной большим количеством включений нерудных минералов и сульфидов. По морфологии минералы часто образуют между собой сложные срастания индивидов. В таких зональных срастаниях центральная часть зерен обычно сложена кричтонитом, а краевая – сенаитом (рис.1). Иногда по границе этих видов развиваются зоны и блоки с химическим составом, отвечающим линдслейиту или давидиту. Последние минералы редко встречаются в виде самостоятельных зерен.



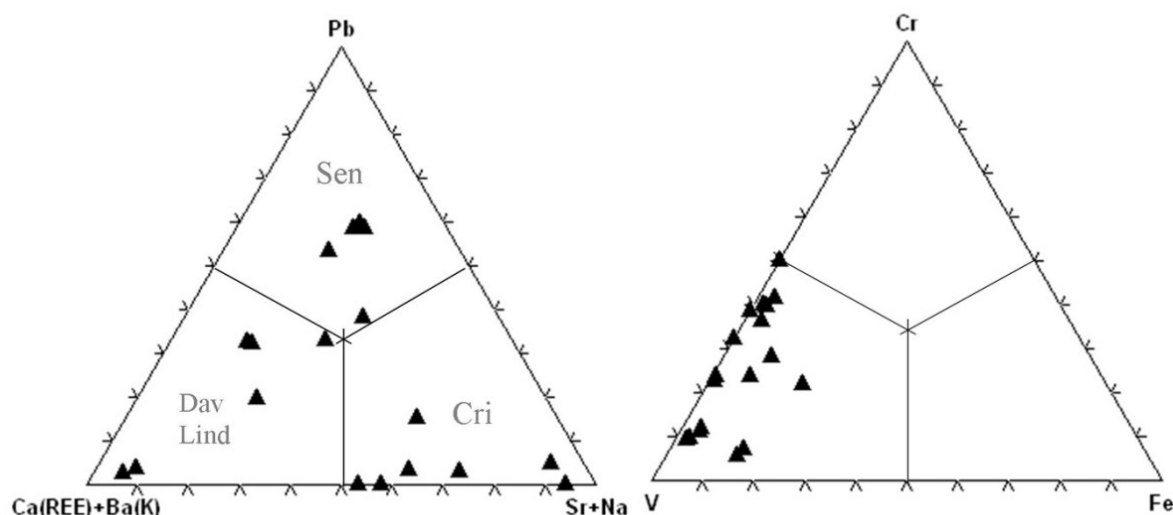
**Рис. 1.** Слева – морфология и характер выделений минералов группы кричтонита:

Cri – кричтонит, Sen – сенаит, Rt – рутил, Qtz – кварц. Снимок в обратно рассеянных электронах (BSE). Справа – концентрационный профиль распределения Pb по линии, показанной на рис. слева

**Таблица.** Химический состав минералов группы кричтонита

Оксиды	1			2			3	
	мас. %*	ФК	Ср. сод. мас. %	мас. %	ФК	Ср. сод. мас. %	мас. %	ФК
<b>Позиция А</b>								
SrO	3,34	0,570	3,106	1,06	0,185	1,227	0,42	0,071
PbO			0,354	5,86	0,476	5,053	0,44	0,035
CaO	0,16	0,052	0,143	0,26	0,083	0,266	1,07	0,335
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42	0,045	0,383	1,24	0,137	0,871		
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,199			0,531		
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,029					
BaO	2,76	0,319	1,084				7,31	0,838
<b>Позиция В</b>								
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,029	0,414	1,08	0,173	0,774		
UO <sub>2</sub>	0,11	0,007	0,031		0,014	0,301	3,73	0,243
ZrO <sub>2</sub>	0,53	0,075	0,261	0,60	0,088	0,534	0,80	0,114
MnO	7,59	1,892	6,895	1,11	0,283	3,299	0,09	0,023
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,075	0,019	0,196	0,77	0,202	0,849	0,39	0,099
<b>Позиция Т</b>								
MgO	0,24	0,106	0,231	0,22	0,102	0,297	0,12	0,052
ZnO	0,34	0,074	0,354	0,80	0,178	0,619	0,04	0,009
<b>Позиция С1</b>								
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,21	3,825	13,972	16,20	3,920	14,646	6,60	1,548
FeO	3,89	0,959	4,452	10,44	2,636	7,747	8,78	2,150
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,16	0,503	5,333	1,17	0,279	3,950	6,69	1,548
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37	0,127	0,340	0,41	0,146	0,680	0,28	0,097
SiO <sub>2</sub>	0,441	0,130	0,121			0,950	6,97	2,040
<b>Позиция С2</b>								
TiO <sub>2</sub>	60,49	13,391	61,925	58,54	13,282	57,429	56,26	12,379
<b>Сумма</b>	<b>99,319</b>		<b>99,821</b>	<b>100</b>		<b>100,03</b>	<b>100</b>	

Примечание. 1 – кричтонит, ср. сод – среднее содержание оксидов по данным 7 анализов; 2 – сенаит, ср. сод – среднее содержание оксидов по данным 5 анализов; 3 – линдслейит. ФК – формульные коэффициенты катионов, рассчитанные на О=38. \* – анализ выполнен на Cameca MS-46, остальные анализы выполнялись на LEO-1450 с энергодисперсионным спектрометром Quantax.



**Рис. 2.** Слева – диаграмма распределения катионов в структурной позиции А; справа – диаграмма распределения катионов в структурной позиции С1; в координатах ФК катионов

На диаграмме распределения катионов в структурной позиции А (рис.2 слева) видно, что минералы кричтонит и сенаит из колчеданных руд в ЮПСЗ четко занимают места в соответствующих видовых полях. Линдслейит и давидит по составу катионов в позиции А также отвечают соответствующему полю.

Диаграмма распределения катионов в структурной позиции С1 (рис.2 справа) показывает, что минералы группы кричтонита в колчеданных рудах ЮПСЗ характеризуются высоким содержанием ванадия и хрома. Что касается последнего, следует отметить более высокие содержания хрома по сравнению с его содержанием в минералах кричтонита из руд ИВСЗ.

**Выводы.** Ванадиевая минерализация впервые установлена в колчеданных проявлениях Южно-Печенгской структуры. Кроме минералов группы шпинели она проявлена в составе сложных оксидов – минералах группы кричтонита. Минералы группы кричтонита, обнаруженные в колчеданных проявлениях, представлены пятью видами, и этот список включает кричтонит, сенаит, линдлейит, давидит-(La) и давидит-(Ce). Они образуют собственные индивиды и агрегаты в разных текстурных типах.

Результаты проведенных исследований предполагают, что, по аналогии с другими колчеданными проявлениями Печенга-Имандра-Варзугской зоны (Карпов и др., 2013), в рудах Южно-Печенгской структурной зоны предполагается установление и других ванадиевых и ванадий-содержащих фаз. Установления этого нового типа минерализации в ЮПСЗ также подтверждает особо проявленную минерагеническую ванадиевую специализацию вулканогенно-осадочных комплексов Печегско-Варзугской нижнепротерозойской рифтогенной структуры.

#### Список литературы

1. Ахмедов А.М., Вороняева Л.В., Павлов В.А. и др. Золотоносность Южно-Печенгской структурной зоны (Кольский полуостров): типы проявлений и перспективы выявления промышленных содержаний золота. // Региональная геология и металлогения. 2004. № 20. С. 143–165.
2. Карпов С.М., Волошин А.В. и др. Минералы ванадия в рудах колчеданного месторождения Пирротинное ущелье (Прихибинье, Кольский полуостров) // Зап. РМО. 2013. Т. 142. № 3. С. 83–99.
3. Карпов С.М., Волошин А.В. и др. Минералы группы кричтонита. Особенности химического состава и распространенность в протерозойских метаморфических комплексах Кольского региона/ Труды XII Ферсмановской научной сессии. Апатиты. 2015. В печати.
4. Компанченко А.А., Волошин А.В., Базай А.В. Ванадиевая минерализация в колчеданных рудах участка Брагино (Южно-Печенгская структурная зона) // Проблемы арктического региона: Тезисы докладов XV международной научной конференции студентов и аспирантов (г. Мурманск, май 2015 г.). Мурманск: ММБИ КНЦ РАН, 2015. С. 33–34.
5. Wulser P.-A., Brugger J., Meisser N. The crichtonite group of minerals: a review of the classification// 5th International Conference «Mineralogy & Museums», Paris, September 5-8th, 2004. Bull. Liaison S.F.M.C. V. 16. P. 76–77.

## ОЦЕНКА ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ Li-F ГРАНИТОВ САЛМИНСКОГО ПЛУТОНА, ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Конышев А.А.<sup>1,2</sup>, Зубков Е.С.<sup>2</sup>, Ковальчук Е.В.<sup>3</sup>, Воронин М.В.<sup>2</sup>, Васильев Н.В.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт геохимии и аналитической химии РАН им. В. И. Вернадского, Москва, [konyshev@iem.ac.ru](mailto:konyshev@iem.ac.ru)

<sup>2</sup>Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Московская область;

<sup>3</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва;

<sup>4</sup>ФГУП Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва

**Введение.** Солидусы гранитов показывают Т-Р параметры границы перехода от магматической к постмагматической стадий формирования месторождений и рудопроявлений.

Изучение физико-химических условий образования Li-F редкометальных гранитов необходимо для понимания процессов, приводящих к образованию месторождений, специализированных на Sn, W, Mo, Ta, Nb, Li, Be.

Для того чтобы рудный компонент был сконцентрирован, необходим транспортный агент – флюид, способный переносить его в растворённом виде и переотлагать в результате понижения Т-Р параметров или разбавления метеорными водами. В качестве «подготовительного» этапа часто выступает эволюция состава магмы в результате кристаллизационной дифференциации, в результате чего в ней накапливается как повышенное содержание рудных компонентов, так и летучие компоненты.

В качестве примера были выбраны Li-F граниты Салминского плутона (Южная Карелия). Эти граниты интересны тем, что ассоциируют с более ранними гранитами А-типа. Генетические связи Li-F гранитов ассоциирующих с гранитами А-типа, на данный момент недостаточно изучены, по сравнению с фанерозойскими объектами генетически связанными с гранитами S-типа.

**Оценка условий образования Li-F гранитов Салминского плутона.** Р-Т условия образования данного геологического объекта изучались различными авторами, но все они остаются неоднозначными.

Так, по данным анализа температуры гомогенизации расплавных включений в кварце (Poutiainen and Scherbakova, 1998), были определены Т-Р условия образования Li-F гранитов Салминского плутона: солидус

640–680 °С и ликвидус 770–830 °С при минимальном давлении 200 МПа, начало кристаллизации происходит при недосыщении магмы водой (3 вес.%), конечный расплав был водонасыщен. В работе (Sviridenko, 1994) также указывается на то, что Li-F граниты были недосыщены по воде.

По данным температуры гомогенизации включений (Руб и др., 1986), температура солидуса оценивается в 830–850 °С при давлении выше 153 МПа.

**Оценка концентрации F во флюиде, участвующем при образовании Li-F гранитов Салминского плутона.** Перед проведением экспериментальных работ было необходимо сделать оценку концентрации F в равновесном с расплавом флюиде. Такая оценка ранее не проводилась и была сделана нашим коллективом (Коньшев и Васильев, 2013).

Концентрации фтора определялись по топазовому геофториметру (AksyukandKonyshev, 2006) и по геофториметру для литиевых слюд (Аксюк, 2002). Геофториметры основаны на равновесии состав фторсодержащего минерала – ТРХ условия среды. Если предположить, что топаз образовался при самой высокой температуре 830 °С, а слюды при наименьшей 640 °С (Routiainen and Scherbakova, 1998), то получим объёмные концентрации фтора во флюиде  $M_{HF} = 0.31$  по топазам и 0.47 по слюдам, что соответствует, при оценке давления формирования гранитов в 200 МПа, весовым концентрациям HF во флюиде  $m_{HF}$  (моль/кг H<sub>2</sub>O) от 0.77 до 0.55 соответственно (при предположении, что плотность этого раствора будет равна плотности чистой воды).

**Техника и методика эксперимента.** Солидус является границей перехода от магматических к постмагматическим процессам. Знание этой границы важно для оценки смены условий миграции таких рудных элементов, как, например, Та.

Нами проведены эксперименты, направленные на оценку температуры солидуса, зависимости концентрации F в расплаве от Т-Р-Х условий. В качестве исходного вещества использовались истертые Li-F граниты с рассматриваемого объекта (образец Sal4). Химический состав данного образца по данным РФА-анализа (ИГЕМ РАН, аналитик Якушев А.И.) и ICP-MS (ФГУП ИМГРЭ, аналитик Васильев Н.В.) представлен в (таблице 1).

**Таблица 1.** Состав исходного материала (образец Sal 4)

Вес %											
SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	ППП	F	Сумм
72,91	0,02	17,07	0,72	0,04	0,05	0,21	6,32	1,93	0,66	1,05	100,9
ppm(r/t)											
Li	Rb	Sr	Ba	Zr	Hf	Nb	Ta				
452,64	639,06	64,35	116,06	56,71	10,02	101,32	38,62				

Принималось, что используемый образец кристаллизовался в условиях водонасыщения, так как по геологическим данным это наиболее позднее дайкообразное тело, секущее более ранние граниты. Исходя из этого, а также из общей тенденции обогащения магмы летучими на заключительных этапах кристаллизации, при планировании эксперимента предполагалось, что система водонасыщена.

Исходный материал был двух типов: 1 – порошок породы и 2 – порошок стекла этой же породы, полученный путём полного плавления навески в герметичной платиновой ампуле под давлением. Основной объём экспериментов был произведён с обычным порошком породы, эксперименты с порошком стекла были необходимы для того, чтобы избежать кинетических эффектов при плавлении уже существующих минеральных фаз, это важно для определения достижения равновесия. Основной объём исследований был проведён путём подхода к равновесию «снизу», но для достоверности были также проведены эксперименты с подходом к равновесию «сверху». Все полученные результаты в «реперных» точках схожи, как по составам стекла, так и по наличию минеральных фаз.

Навеска порошка породы добавлялась в платиновую ампулу, заливался раствор: бидистиллированная вода, либо водный раствор 0.1 или 1  $m_{HF}$  в количестве в 20–30 вес% аналогично (Weidner, 1987) (согласно данным Вейднера и (Holtz, 1993) при таких количествах система насыщена по воде) после чего ампула заваривалась. Эксперименты проводились в ИЭМ РАН на установке высокого газового давления с внутренним нагревом («газовая бомба»), часть экспериментов выполнялась на гидротермальной установке высокого давления с внешним нагревом и холодным затвором (УВД). На обоих типах установок были поставлены парные опыты с идентичными составами, показавшие идентичность продуктов эксперимента.

Точность регулировки температуры на обоих типах установок составляла  $\pm 5$  °С, давления  $\pm 5$  МПа. Эксперименты проводились при давлениях 50, 100, 150, 200, 300 и 500 МПа (на газовой бомбе давление немного выше этих значений, значения показаны точками на рисунке 2) и температурах 575, 600, 625, 650 и 675 °С, всего 73 эксперимента, включая повторные.

Длительность эксперимента составляла 7 дней, после чего следовала закалка. Полученный продукт эксперимента сушился в сушильном шкафу и пропитывался циакриновым клеем, затем запрессовывался в

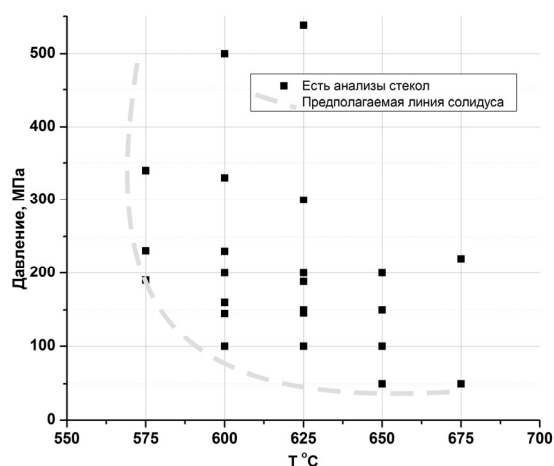
полистироловую шашку. Шашка сошлифовывалась в этаноле и полировалась. Полученный аншлиф исследовался методами оптической микроскопии и электронно-зондового микроанализа.

**Результаты эксперимента.** В условиях водонасыщения, без введения дополнительного фтора в эксперимент при 190 МПа и 575 °С наблюдаются начальные этапы плавления, что означает, что линия солидуса наиболее поздних Li-F гранитов при минимальном давлении, оценённом в работах других авторов в 200 МПа, равна или чуть ниже 575 °С, в то время как минимальная оценка температуры солидуса из (Routiainen and Scherbakova, 1998), как уже упоминалось ранее, составляет 640 °С. Полученные результаты по расположению предполагаемой линии солидуса Li-F гранитов Салминского плутона можно увидеть на рисунке 2. Ранее, Павловым Г.М., а также Алексеевым (Алексеев, 2009) высказывалось мнение, что при образовании Li-F гранитов Салминского Плутона флюидное давление превышало литостатическое, которое они оценивали в 100 МПа. Так в экспериментах без добавления фтора в систему при 120 МПа и 575 °С плавления нет, либо оно находится на самой начальной стадии, а при 600 °С и 100 МПа – есть.

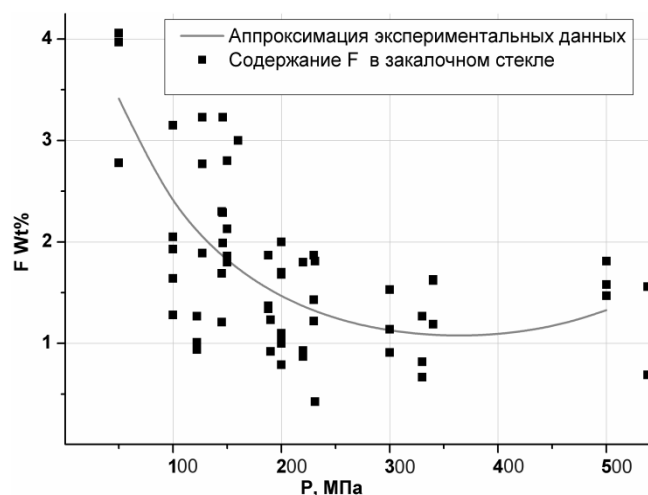
В некоторых экспериментах количество стекла было настолько незначительным, что не позволяло исследовать его состав при помощи электронно-зондового микроанализа; такие эксперименты на рисунке 1 не отмечены, но полученные в результате их проведения данные были учтены в проведении предполагаемой линии солидуса. Линия солидуса показана для экспериментов без дополнительного внесения фтора в систему.

Продукты экспериментов с добавлением водного раствора 1  $m_{HF}$  показывают более сильную степень плавления порошка Li-F гранитов по сравнению с экспериментами в чистой воде, но на данном этапе количество полученных данных не позволяет количественно оценить эту разницу.

Концентрация F в стекле зависит, главным образом, от давления (рис. 2), повышаясь, например, от 0.5 до 4 вес.% при снижении давления с 200 МПа до 50 МПа соответственно (минимальные и максимальные значения). Значимой зависимости вхождения F в стекло от температуры не зафиксировано, на данном этапе оценить её не представляется возможным.



**Рис. 1.** Результаты экспериментов по плавлению Li-F гранитов Салминского плутона в условиях водонасыщения, показаны точки P-T условий экспериментов для которых есть анализы стекла. Предполагаемая линия солидуса проведена для экспериментов с добавлением чистой воды



**Рис. 2.** Экспериментальные значения вес.% F в закалочном стекле после опыта. Каждая точка получена путём усреднения 6–10 замеров состава стекла. На графике представлены все эксперименты (с водой, 0.1 и 1  $m_{HF}$ )

Линия на рисунке 2 получена путём аппроксимации экспериментальных данных методом наименьших квадратов по уравнению вида:  $Fwt\% = \exp(1,58975 - 0,83327 \cdot x + 0,11441 \cdot x^2)$ , где:  $x$  – давление (в кбар).

При определении F в закалочном стекле возникают методические трудности: при начальных степенях плавления порции стекла очень небольшие (первые микроны по площади), результаты полученные при помощи электронно-зондового микроанализа имеют большой разброс, приходится делать более 10 замеров для измерения состава.

Стоит отметить, что добавление F в систему не влияет на увеличение концентрации F в стекле. Так, самая высокая концентрация F в стекле наблюдались в эксперименте при 650 °С и 50 МПа с добавлением чистой воды – 4 вес.%, а в эксперименте при добавлении 1  $m_{HF}$ , что соответствовало содержанию F в системе 2.5 вес.%, при 675 °С и 200 МПа содержание F в стекле составляло 1.8 вес.% F.

**Выводы.** В результате проведенных экспериментальных работ было выявлено, что солидус Li-F гранитов Салминского плутона в условиях водонасыщения при 100 и 200 МПа находится в области температур ниже 600 °С, что является более низкой оценкой по сравнению с данными других авторов (Poutiainen and Scherbakova, 1998; Руб и др., 1986).

Зависимости содержания между F в стекле и F в системе до эксперимента (навеска породы с 1.05 вес.% F с дополнительным добавлением 0.1 или 1 m<sub>HF</sub>) не наблюдается, зато наблюдается зависимость концентрации F в стекле от давления.

Значимой температурной зависимости вхождения F в стекло не обнаружено.

Работа поддержана грантом РФФИ мол\_а 14-05-31098.

#### Список литературы

1. Аксюк А.М. (2002) Экспериментально-обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология, Т. 10, № 6. С. 628–642.
2. Алексеев В.И. Минералогические признаки и причины высокобарических условий кристаллизации литий-фтористых гранитов // Записки Российского минералогического общества, 2009. № 3. С. 33–44.
3. Зубков Е.С., Котельников А.Р., Ковальская Т.Н., Коньшев А.А. (2014). Эффективная растворимость фтора в алюмосиликатном расплаве (система Si-Al-Na-F-O-H) при 650–750° И 0.1 ГПа // Экспериментальная геохимия. Т. 2. № 2. С. 259–264.
4. Коньшев А.А., Васильев Н.В. (2013) Оценка концентрации фтора во флюиде при образовании Li-F гранитов генетически связанных с гранитами А-типа. // Материалы III-й Российской молодежной школы «Новое в познании процессов рудообразования», Москва, ИГЕМ. С. 128–131.
5. Руб М.Г., Хетчиков Л.Н., Котельникова З.А., Руб А.К. (1986). Включения минералообразующих сред в минералах докембрийских оловоносных гранитов Северного Приладожья // Известия Академии Наук СССР, серия геологическая, № 1. С. 30–36.
6. Aksyuk A.M., Konyshev A.A. (2006) Topaz geofluorimeter and estimations of HF and SiO<sub>2</sub> concentrations in some geological fluids // Understanding the genesis of ore deposits: To meet the demands of the 21st century. 12th Quadrennial IAGOD Symposium – 2006. Moscow. P. 1–4.
7. Aksyuk A.M., Konyshev A.A. (2012) Study of solidus parameters of the Yaroslavlka biotite and Voznesenka Li-F granites of the Primorye, experimental research. // Experiment in GeoSciences, 2012. Vol. 18. № 1. P. 34.
8. Holtz, F., Dingwell, D. B., Behrens, H. (1993). Effects of F, B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> on the solubility of water in haplogranite melts compared to natural silicate melts. // Contributions to Mineralogy and Petrology. V. 113. P. 492–501.
9. Poutiainen M, Scherbakova T.F. (1998) Fluid and melt inclusion evidence for the origin of idiomorphic quartz crystal in topaz-bearing granites from the Salmi batholith, Karelia, Russia // Lithos. V. 44. P. 141–151.
10. Sviridenko L.P. (1994) The evolution of the fluid phase during the crystallization of granite types: Salmi pluton, Karelia, Russia // Mineralogy and Petrology. Vol. 50. P. 59–67.
11. Weidner J.R., Martin R.F. (1987) Phase equilibria of a fluorine-rich leucogranite from the St. Austell pluton, Cornwall // Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 51. P. 1591–1597.

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ Nd-Sr ИССЛЕДОВАНИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЭПГ-СОДЕРЖАЩЕГО МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

Кунаккузин Е.Л., Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Борисенко Е.С., Серов П.А.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук, г. Апатиты, Россия, kunakkuzin\_evgeniy@mail.ru

Массив Мончетундра расположен в центральной части Кольского полуострова и является восточным отрогом крупнейшего габбро-анортозитового массива Главного хребта, который относится к палеопротерозойским образованиям Кольского региона. Наряду с такими рудоносными массивами как Федорово-Панский, гора Генеральская, Мончеплутон, которые содержат месторождения и проявления Pt-Pd и Cu-Ni руд, массив Мончетундра является перспективным объектом на обнаружение промышленной благородной минерализации (Гроховская и др., 2003; Нерович и др., 2009).

На основании интерпретации изотопных U-Pb возрастных данных, в массиве выделяется 4 разновозрастные группы пород (Борисенко и др., 2014; Кунаккузин и др., 2015).

Для изучения и интерпретации изотопно-геохимических Nd-Sr особенностей основных разновидностей пород было выбрано 49 анализов проб из средней и юго-восточной частей массива Мончетундра, отобранных



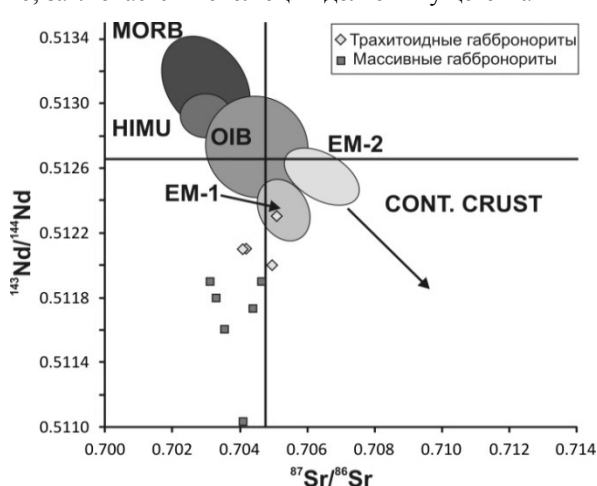
в 2011–2013 годах во время полевых исследований, проведенных Геологическим институтом Кольского научного центра РАН, а также из литературных источников (Нерович и др., 2009; Баянова и др. 2010). Измерения изотопного состава Nd и Sr проводились в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии № 29 Геологического института КНЦ РАН на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) и твердофазном масспектрометре МИ-1201-Т. Методики пробоподготовки и масс-спектрометрических измерений приведены в работе (Кунакузин и др., 2015).

Результаты Nd-Sr исследований основных пород массива Мончетундра свидетельствуют, что разновозрастные комплексы массива имеют различия в изотопно-геохимических характеристиках.

Самые древние породы массива – метагабброиды, характеризуются широкими вариациями величин  $\epsilon_{Nd}(T)$  от +0.02 до –2.23, а также мезо- и палеоархейскими значениями модельных возрастов. Более молодые трахитоидные габбронориты характеризуются более радиогенным изотопным составом Nd и Sr по сравнению с другими породами массива. Значения величины  $\epsilon_{Nd}$  варьируют от –1.70 до +1.42, модельные возраста протолитов ( $T_{DM}$ ) соответствуют диапазону от 2.7 до 3.5 млрд лет. Значения величины  $\epsilon_{Nd}$  для массивных габброноритов, представляющих третью возрастную группу, изменяются в широких пределах от –3.38 до +2.08, а модельные Sm-Nd возраста протолитов ( $T_{DM}$ ) находятся в пределах от 3.4 до 2.7 млрд лет. На заключительном этапе формировались гнездовые габбро-пегматиты, которые характеризуются стабильными отрицательными величинами  $\epsilon_{Nd}(T)$  от –1.26 до –0.63 и Sm-Nd модельными возрастами протолитов ( $T_{DM}$ ) от 3.2 до 3.0 млрд лет.

Формирование пород массива Мончетундра, наряду с аналогичными базит-гипербазитовыми интрузиями Фенноскандинавского щита, такими как Федорово-Панский, массив горы Генеральская, Мончеплутон, Олангская группа, Портимо-Пеникат-Кеми и др., связано с действием долгоживущего нижнемантийного плюма в интервале 2.52–2.39 млрд лет (Баянова, Митрофанов, 2012; Митрофанов и др., 2013). Совокупность Nd и Sr изотопных данных для основных разновидностей пород расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита может свидетельствовать о том, что их формирование происходило из мантийного источника, обогащенного литофильными элементами типа EM-1 (Bayanova et al., 2009).

На диаграмме (рис. 1) массивные габбронориты массива Мончетундра характеризуются менее радиогенными значениями Nd и Sr относительно трахитоидных габброноритов. Данное различие между породами, скорее всего, заключается в эволюции долгоживущего мантийного резервуара. Вероятно, что в процессе воздействия плюма



Зависимость между изотопным составом Nd и Sr для габброноритов массива Мончетундра. Поля MORB, OIB, HIMU, EM-1, EM-2 – по (Hoffman, 1997).

на нижнюю кору, он подплавлял последнюю, следовательно, более молодые породы принимали менее радиогенные значения, что отражено в изотопном составе Nd. Но в данном случае, контаминация нижней корой должна была отразиться на изотопном составе Sr, что на диаграмме (рис.) не наблюдается, следовательно, вклад коровой компоненты в формирование более молодых пород массива Мончетундра можно считать незначительным.

Однако, следует отметить, что среди авторов работы нет полного согласия в вопросе о характере источника. Согласно данным по РЗЭ (Нерович и др., 2009), породы массива Мончетундра характеризуются очень низкими содержаниями большинства редких элементов. Так же, преимущественно низкие Nb/U отношения (<10) не согласуются с источником типа EM-1. Наличие же, хотя и не резко, но отчетливо выраженного Nb-Ta минимума скорее свидетельствуют в пользу коровой контаминации источника пород (Нерович и др., 2009; Нерович и др., 2014). Но объемы ее для данного массива, по-видимому, невелики. В то же время, в некоторых образ-

цах пород расслоенного комплекса массива Мончетундра отмечаются повышенные значения Nb/U отношения (до 44) при низком содержании самих элементов. Причины этого пока не ясны, но, учитывая результаты изотопных исследований, могут определяться локальным влиянием источника типа EM-1.

Исследования проводятся при финансовой поддержке грантов РФФИ 13-05-00493, 15-35-20501, ОФИ-М 13-05-12055, ПРАН № 5.

#### Список литературы

1. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Важнейшие результаты и значение изотопно-геохимических исследований для целей региональной геологии Фенноскандинавского щита // Вестник КНЦ РАН. Апатиты. 2012. № 1. С. 22–31.

2. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., академик Митрофанов Ф.П., Жавков В.А., Серов П.А. Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // Доклады академии наук. 2010. Т. 431, № 2. С. 216–222.
3. Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Кунаккузин Е.Л. Взаимоотношения разновозрастных базитов палеопротерозойского массива Мончетундра (Кольский п-ов) // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Материалы XXV молодежной научной конференции, посвященной 100-летию К.О.Кратца. г.Санкт Петербург. 13-15 октября 2014 г. СПб., 2014. С. 26–30.
4. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В., Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехович В.С. Рудная платино-металльная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений, 2003. Т. 45, № 4. С. 329–352.
5. Кунаккузин Е.Л., Т.Б. Баянова, Л.И. Нерович и др. Новые Nd-Sr изотопно-геохимические исследования пород палеопротерозойского ЭПГ-содержащего массива Мончетундра (Фенноскандинавский щит) // Вестник МГТУ, т. 18, №2, 2015 г. С. 269–279.
6. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Грошев Н.Ю., Малич К.Н., Жиров Д.В., Митрофанов А.Ф. Восточно-скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений. Т. 55. № 5. 2013. С. 357–373.
7. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А., Екимова Н.А. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончетундровского массива // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 461–477.
8. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А., Елизаров Д.В. Магматические источники даек и жил Мончетундровского массива (Балтийский щит): результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований // Геохимия, 2014, № 7. С. 1–21.
9. Bayanova T., Ludden J. and Mitrofanov F. Timing and duration of Paleoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // Geological Society, London, Special Publication. V. 323. 2009. P. 165–198.
10. Hoffman A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219–229.

## ГЕОХИМИЯ И ЛОКАЛЬНОЕ U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНА ИЗ МАРИУПОЛИТОВ ОКТЯБРЬСКОГО МАССИВА (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Левашова Е.В.<sup>1</sup>, Лупашко Т.Н.<sup>2</sup>, Ильченко Е.А.<sup>2</sup>, Скублов С.Г.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, katerina232k@yandex.ru

<sup>2</sup>Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко НАНУ

Октябрьский массив включает в себе несколько продуктивных редкометалльных площадей, к числу которых относится известное Мазуровское месторождение (Волкова, 2001). Массив расположен в восточной части Приазовского мегаблока Украинского щита и имеет зонально-кольцевое строение. Центральная часть интрузии представлена пуласкитами, которые почти полностью опоясаны фойяитами, далее выделяют замкнутое кольцо щелочных и нефелиновых сиенитов, а также поля мариуполитов, в приконтантактовых областях отмечают тела субщелочных габбро и их дифференциатов (перидотиты, пироксениты, оливиниты). Октябрьский массив принадлежит к наиболее древним платформенным проявлениям нефелинового магматизма. В пределах массива и его обрамления развиты продуктивные на редкометалльное оруденение породы: мариуполиты, микроклин-нефелиновые пегматиты, полевошпатовые метасоматиты. Главными рудными минералами являются пироксенол, бритолизит, бастнезит, алланит, циркон (Волкова, 2000; Волкова, 2001).

Вопрос происхождения рудоносных пород дискуссионный, существуют несколько точек зрения, описанных в (Волкова, 2000; Волкова, 2001). Наиболее актуальная на данный момент состоит в том, что большая часть разновидностей пород возникла в результате процессов магматической дифференциации магмы, допускающая наличие более поздних метасоматических процессов, которые участвовали в формировании промышленного редкометалльного оруденения.

Особенности структуры циркона и контроль наличия включений минеральных фаз исследовались в режиме композиционного контраста (BSE) на растровом электронном микроскопе JEOLJSM-6510LA с ЭД-спектрометром JED-2200 (ИГГД РАН) и в режиме катодолюминесценции (CL), проведенной в ЦИИ ВСЕГЕИ перед U-Pb датированием. Локальное U-Pb датирование циркона выполнялось на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ). Содержание редкоземельных и редких элементов в цирконе определялось на ионном микрозонде CamecaIMS-4f (ЯФ ФТИАН).

Циркон из мариуполитов Октябрьского массива отличается многообразием морфологических типов, наибольшее распространение имеют зерна с неоднородной пятнистой окраской в режиме CL и зерна, интенсивно окрашенные в темные цвета в CL (рис. 1). По всей видимости, участки светлого цвета являются результатом перекристаллизации более темных в CL доменов циркона.

Исследование распределения REE в цирконе из мариуполитов Октябрьского массива установило два типа спектров (рис. 2). Первый тип спектров REE характеризуется дифференцированным характером распределения от легких к тяжелым REE, в котором отмечается четко выраженная положительная Ce-аномалия ( $Ce/Ce^* = 338-1043$ ) и отрицательная Eu-аномалия постоянной величины ( $Eu/Eu^* = 0.30-0.34$ ). Такой график характерен в основном для зональных зерен (рис. 1а) с относительно невысоким содержанием примесей: Nb (до 100 ppm), Ca (до 6 ppm), U (до 22 ppm), а также Ti, Sr, P, Ba, содержание REE (до 3100 ppm) и Y (до 4000 ppm) также остается на относительно низком уровне и лишь иногда повышается до 8770 и 11760 ppm соответственно. Причем наблюдается закономерное повышение количества примесей от светлой центральной части кристалла к темной кайме и темной в CL области зерна.

Второй тип графика также характеризуется дифференцированным спектром распределения от легких к тяжелым REE, в котором отмечается отрицательная Eu-аномалия ( $Eu/Eu^* = 0.06-0.45$ ), однако положительная Ce-аномалия в данном типе спектра выражена значительно слабее, ее величина составляет всего 1.57–10.0 ( $Ce/Ce^*$ ). Такой спектр характерен для интенсивно темного цвета циркона при наблюдения в режиме CL (рис. 1б) и циркона с неоднородной, пятнистой структурой (рис. 1в,г). Данные зерна отличаются повышенным содержанием почти всех элементов-примесей за исключением Hf и Li. Так, содержание REE в светлых зонах циркона варьирует от 280 до 410 ppm, а в темных каймах и областях – от 710 до 18600 ppm, содержание Y также существенно изменяется при переходе от светлого центра (100–360 ppm) к темной кайме или краю зерна (500–25500 ppm). Что касается таких несовместимых элементов как Ca, Sr, Nb, Ba, то их содержание аналогично REE и Y, аномально высоко в темных каймах и зонах, например, Ca – до 1740, Sr – 126, Nb – 2780, Ba – 365 ppm. Причем наибольшее количество всех вышеуказанных элементов содержится в темно окрашенном в CL зерне циркона обр. 126\_4.

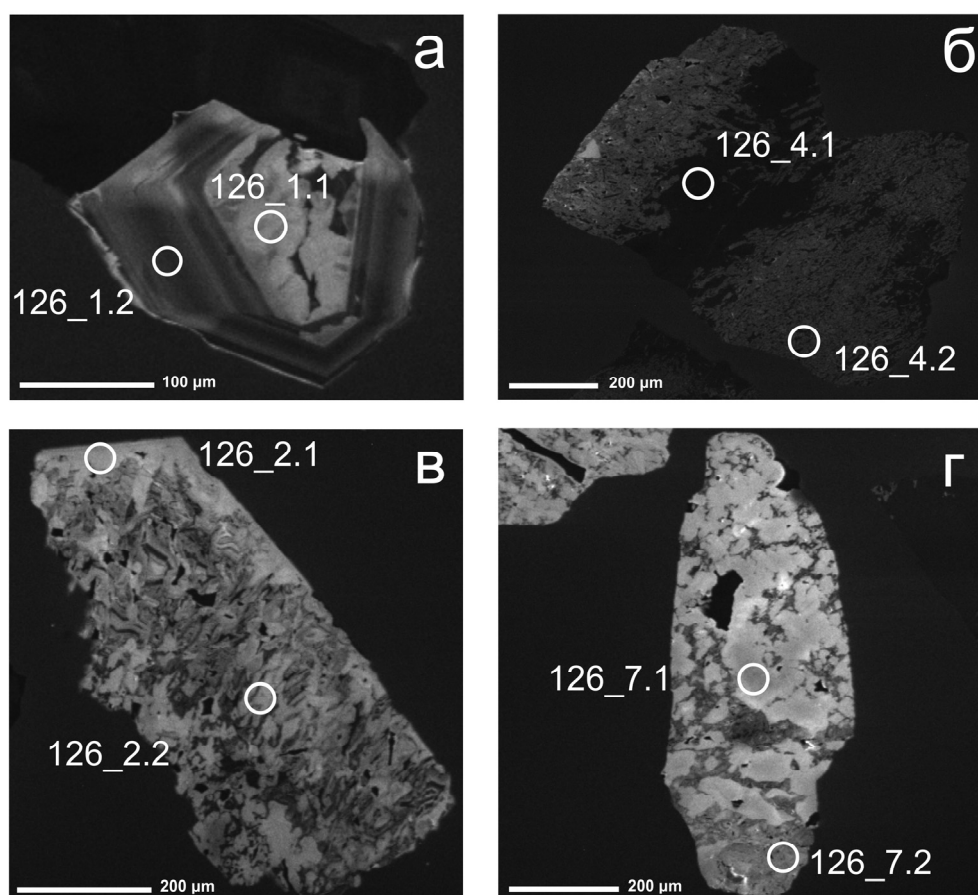


Рис. 1. Изображение проанализированных зерен циркона из Октябрьского массива в режиме катодолуминесценции (CL)

U-Pb датирование зерен циркона показало, что практически все исследованные точки конкордантны и составляют единый кластер, за исключением двух точек (126\_4.1 и 126\_2.1). На диаграмме в координатах  $^{207}Pb/^{235}U - ^{206}Pb/^{238}U$  возраст циркона определен в  $1744 \pm 27$  млн лет (СКВО = 0.34, рис. 3). Точка 126\_2.1, соответствующая светлой кайме неоднородного циркона (рис. 1в), является дискордантной ( $D = 31\%$ ), а точка

126\_4.1, расположенная в очень темной в CL центральной зоне циркона (рис. 1б), имеет заниженное значение  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраста  $1181 \pm 20$  млн лет, вероятно, за счет потери радиогенного Pb вследствие нарушенной структуры. На это косвенно указывает тот факт, что данный кристалл циркона, особенно его центральная часть, аномально обогащен такими нехарактерными для циркона элементами как Ca, Sr, Ti, Nb, Ba и др. (Geisler et al., 2003). В связи с этим значения возраста, полученные по вышеуказанным двум точкам, значительно отличаются от данных по основному кластеру и поэтому при подсчете возраста образования рудоносных мариуполитов Октябрьского массива не учитывались. Значение  $1744 \pm 27$  млн лет можно принять за время формирования Октябрьского массива, что отличается от ранее опубликованных результатов датирования (1800 млн лет, Волкова, 2000).

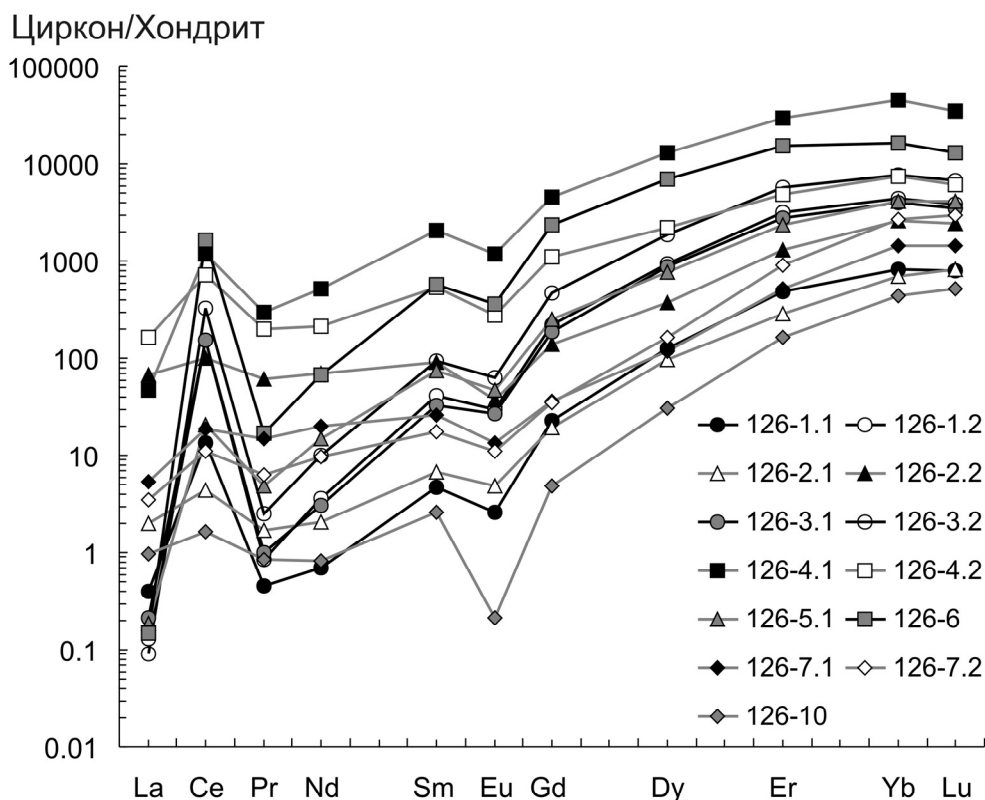


Рис. 2. Спектры распределения REE в цирконе Октябрьского массива, нормированные на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995), для зональных зерен показаны кружками, для очень темных в CL зерен – квадратами, для неоднородных с пятнистой окраской – треугольниками и ромбами.

Исследование циркона из мариуполитов Октябрьского массива показало различие в распределении редких и редкоземельных элементов, обусловленные, вероятно, изменением уровня концентрации компонентов в среде и повышением степени метамиктности циркона. Профили распределения REE в цирконе имеют несколько разные очертания из-за существенно варьирующей величины Ce-аномалии, однако данные спектры являются характерным признаком магматического циркона (Hoskin, Shaltegger, 2003; Geisler et al., 2007), а уменьшение величины Ce-аномалии может быть связано с некоторыми изменениями в кристаллообразующей среде, обусловленными различной фугитивностью кислорода в исходной магме (Hoskin, Shaltegger, 2003). Высокая концентрация REE, Y и также несовместимых элементов, нарушенная структура (частичная метамиктность) циркона, а также большое количество флюидных включений, обнаруженных в центральной части ранее изученных зерен циркона из мариуполитов (Левашова, 2015), говорят о том, что магматический расплав, из которого кристаллизовался исследуемый циркон, был в значительной степени флюидонасыщенным.

Результат локального U-Pb датирования циркона позволяет считать возраст образования рудоносных мариуполитов Октябрьского массива как ~1750 млн лет, в пределах погрешности совпадающий с ранее определенным возрастом (1770–1780 млн лет) образования циркона из редкоземельных Ястребецкого и Азовского месторождений на Украинском щите, связанных с массивами безнефелиновых сиенитов (Левашова и др., неопубликованные данные).

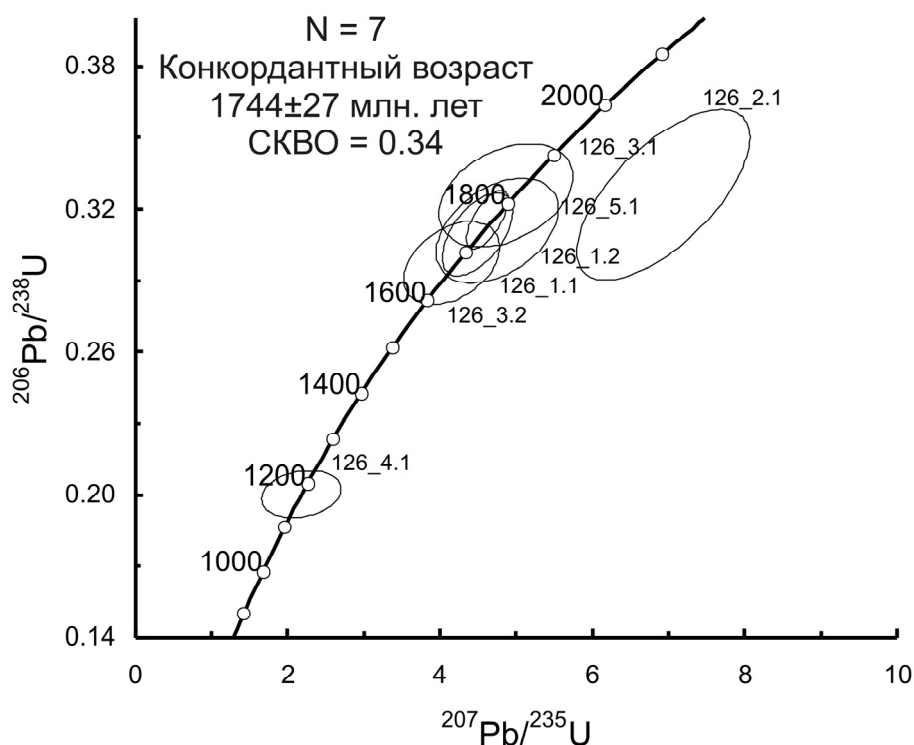


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для циркона Октябрьского массива. Эллипсы и значения U-Pb возраста соответствуют 2σ, включая погрешность константы распада

Авторы выражают благодарность П.А. Львову (ВСЕГЕИ), С.Г. Симакину, Е.В. Потапову (ЯФ ФТИАН), О.Л. Галанкиной (ИГГД РАН) за проведение аналитических работ.

#### Список литературы

1. Волкова Т.П. Проблемы генезиса и рудоносности Октябрьского массива щелочных пород // Сборник научных трудов НГА. 2000. № 4. С. 9–10.
2. Волкова Т.П. Критерии продуктивности редкометалльных месторождений и рудопроявлений Октябрьского массива // Наукові праці ДонДТУ. 2001. Вып. 36. С. 63–69.
3. Левашиова Е.В. Особенности состава циркона и включений в нем из мариуполитов Октябрьского массива (Украинский щит) // Геология в развивающемся мире: сб. науч. тр. Тез. докл. Пермь: ПГНИУ, 2015. Т. 1. С. 134–137.
4. Geisler T., Pidgeon R.T., Kurtz R. et al. Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon // American Mineralogist. 2003. V. 88. P. 1496–1513.
5. Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibrium of zircon in aqueous fluids and melts // Elements. 2007. № 3. P. 43–50.
6. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The Composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Eds Hancher J.M., Hoskin, P.W.O., Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineral. Soc. Am. Geochem. Soc. Washington, 2003. V. 53. P. 27–62.
7. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КИАНИТОВЫХ ЭКЛОГИТОВ ГРИДИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Максимов О.А.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, olemaximov@mail.ru

Гридинский архейский эклогитсодержащий комплекс формирует среди пород Беломорского подвижного пояса тектоническую пластину, которая простирается вдоль побережья Белого моря в районе села Гридино примерно на 50 км при ширине 6–7 км (Володичев, 1990, Володичев, Кузенко, 2013). Одна из характерных черт данного комплекса заключается в его сложном геологическом строении. По текстурным особенностям данный комплекс пород представляет собой интенсивно деформированный и метаморфизо-

ванный меланж. Матрикс меланжа выполнен гнейсами и гнейсо-гранитами. Обломочная составляющая представлена смесью разнообразных по форме и составу ксенолитов эклогитов, кианитовых эклогитов, амфиболитов, цоизититов, пироксенитов, кианитовых гнейсов. Эти породы имеют длительную историю метаморфических преобразований в области повышенных РТ-условий, что подтверждается текстурно-структурными особенностями и специфическим минеральным составом пород. Крайне важны находки симплектитовых кианитовых эклогитов, которые сформировались при высокобарном метаморфизме эклогитовой фации и преобразовались при ретроградном метаморфизме гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Ксенолиты преобразованных кианитовых эклогитов обнаружены в нескольких точках в районе с. Гридино. Наиболее известны и хорошо изучены серии не крупных тел (до 10 м в диаметре), расположенные на мысе Деревенском, островах Высокий и Овечий (Володичев, Кузенко, 2013; Сибелев, 2008). Новые проявления симплектитовых кианитовых эклогитов обнаружены южнее села Гридино, на островах Прянишная луда и Зеленая луда.

На острове Зеленая луда измененные кианитовые эклогиты представлены чередой будинированных тел 2х3м в массе лейкократовых гнейсов. Ксенолиты имеют массивную Ky-Grt-Cpx-Amph (Kretz, 1983 с дополнениями) центральную часть и слабо рассланцованную и амфиболитизированную зону на контакте с гнейсами. Совершенно иная ситуация на острове Прянишная луда. В массивных и слабо разгнейсованных гранитоидах преобладают узкие (0,1–1м) в различной степени деформированные тела симплектитовых кианитовых эклогитов с фрагментами изоклинальной складчатости (Володичев, Кузенко, 2013). Ксенолиты обладают сложным зональным строением (рис. 1) с чередованием лейкократовых Ky-Grt-Cpx-Qtz-Pl и меланократовых Ky-Grt-Cpx-Amph прослоев. Преобразование кианитовых эклогитов в условиях амфиболитовой фации существенно изменило первичный минеральный состав. Поэтому в породе преобладают крупные зерна граната, амфибола и диопсид-плагноклазовые симплектиты, а первичные кристаллы омфациа крайне редки. Основная цель данной работы направлена на подтверждение высокобарного происхождения симплектитовых кианитовых эклогитов. Для этого необходимо обнаружить ранние минеральные ассоциации и определить РТ-параметры их формирования, а также установить особенности метаморфизма при деформационных изменениях.

### Минералогия и петрография

**Ky.** Отличительной особенностью данных пород является наличие кианита двух генераций. Первая генерация установлена в виде включений в гранате. Это мелкозернистые (менее 0,01 мм), игольчатые кристаллы, которые ассоциируют с цоизитом, кварцем и плагноклазом. Вторая – крупные зерна кианита (>0,5мм) с коронарными структурами (рис.2). Данная группа содержит многочисленные включения цоизита, основного плагноклаза и редкие зерна омфациа. Внешний контакт зерен кианита обрамляется основным плагноклазом (An>90%) и радиально расходящимися шпинель-анортитовыми симплектитами. Также возможно незначительное наличие хёгбомита, биотита, корунда, сапфирина, пирита и алланита.

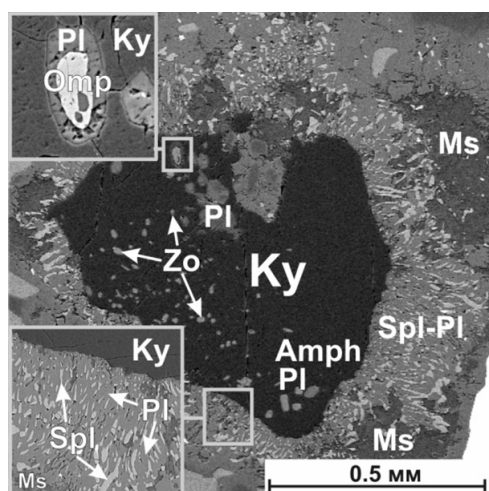


Рис. 1. Изоклинальная складка симплектитовых кианитовых эклогитов остров Прянишная луда

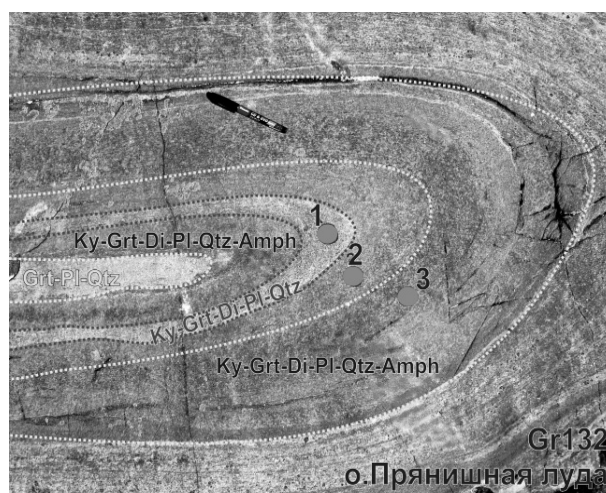


Рис. 2. Коронарная Spl-Pl-Ms структура вокруг зерна кианита, включение омфациа в кианите

**Grt.** Гранат представлен крупными (0,5–4 мм в диаметре) кристаллами с обилием разнообразных по размерам и составу включений. Более крупные полиминеральные включения из Amph, Cpx, Pl, Qtz приурочены к центральной части граната. Мелкие (менее 0,01 мм) одиночные мономинеральные включения Qtz, Pl, Zo, Ky, Rt тяготеют к краевой части. Гранат принадлежит к альмандин-пироп-гроссуляровому ряду, где содержание

пиропы 30–40%, аgrossуляры 15–23%. В образце с острова Зеленая луда обнаружен атолловый гранат, в центральной части которого находится Pl-Amph-Cpx-Qtz-Zo-Ms полиминеральное срастание с крупным зерном кианита (0,5 мм в диаметре).

**Срх.** Основная часть клинопироксена сосредоточена в симплектитовых срастаниях с плагиоклазом. Они представлены диопсидом с низким содержанием жадеитового компонента (менее 10%). Редкие включения клинопироксена установлены в гранате, однако содержания жадеитового компонента не превышает 15%, в то время как в крупном кристалле кианита обнаружено зерно омфациита (рис.2) Jd=20% в плагиоклазовой оторочке (An=36%). В более лейкократовых участках породы (рис.1, зона 1) клинопироксен (Jd<8%) формирует узкую реакционную кайму вокруг крупных кристаллов кварца.

**Amph.** В полиминеральных включениях в гранате амфибол чаще всего представлен паргаситом, реже эденитом либо магнезиальной роговой обманкой. На внешней границе граната амфибол вместе с плагиоклазом образует тонкие узкие каймы. Для симплектитовых образований типичны случаи обрастания и частичного замещения диопсида гипидиоморфными зернами магнезиальной роговой обманки.

**Pl.** Ксеноморфные зерна плагиоклаза вместе с клинопироксеном формируют симплектитовые срастания, где содержание анартитового компонента в плагиоклазе не превышает 30%. Во включениях в гранате и на контакте с кианитом обнаружен анортит (An=95%). По мере удаления от центра коронарной структуры плагиоклаз становится более кислым и постепенно переходит в андезин и олигоклаз (An=40–20%). Некоторые зерна плагиоклаза на внешней границе коронарных структур претерпели частичное либо полное замещение мелкошуйчатым мусковитом.

**Термобарометрия.** Расчет химического состава минералов осуществлялся на микроанализаторе INCA Energy-350 на базе сканирующего микроскопа VEGA II LSH (Оператор А.Н. Сафронов). Определение PT-параметров метаморфизма осуществлялось при помощи программного обеспечения TWQ (Berman, 1991) с использованием дополнительных модификаций Д. Доливо-Добровольского.

Метаморфические преобразования кианитовых эклогитов острова Зеленая луда протекали при повышенных PT-условиях. Так, условия формирования полиминеральных включений в гранате, Grt-Cpx-Amph-Pl-Qtz( $\pm$ Ky, Zo) минеральная ассоциация, соответствуют интервалам  $T=650\text{--}700^\circ\text{C}$  и  $P=10\text{--}12$  кбар. Для краевой части граната, где обнаружены Grt-Ky-Amph-Pl-Qtz и Grt-Cpx-Amph-Qtz-Pl минеральные ассоциации, эти показатели несколько ниже  $T=600\text{--}650^\circ\text{C}$  и  $P=9\text{--}9,5$  кбар. Кианитовые эклогиты острова Прянишная луда формировались при более высоких PT-условиях. Для более меланократовых прослоев породы, где распространены Cpx-Pl-Qtz минеральные включения в гранате, метаморфизм протекал при  $T=750\text{--}800^\circ\text{C}$  и  $P=15\text{--}15,5$  кбар. Полиминеральные Grt-Amph-Qtz-Pl включения в гранате образовались при  $T=700\text{--}750^\circ\text{C}$  и  $P=13\text{--}13,7$  кбар (рис. 3). Для лейкократовой части тел измененных кианитовых эклогитов Grt-Cpx-Pl-Qtz( $\pm$ Bt) установлены наименьшие условия метаморфизма  $T=700^\circ\text{C}$  и  $P=11,3$  кбар.

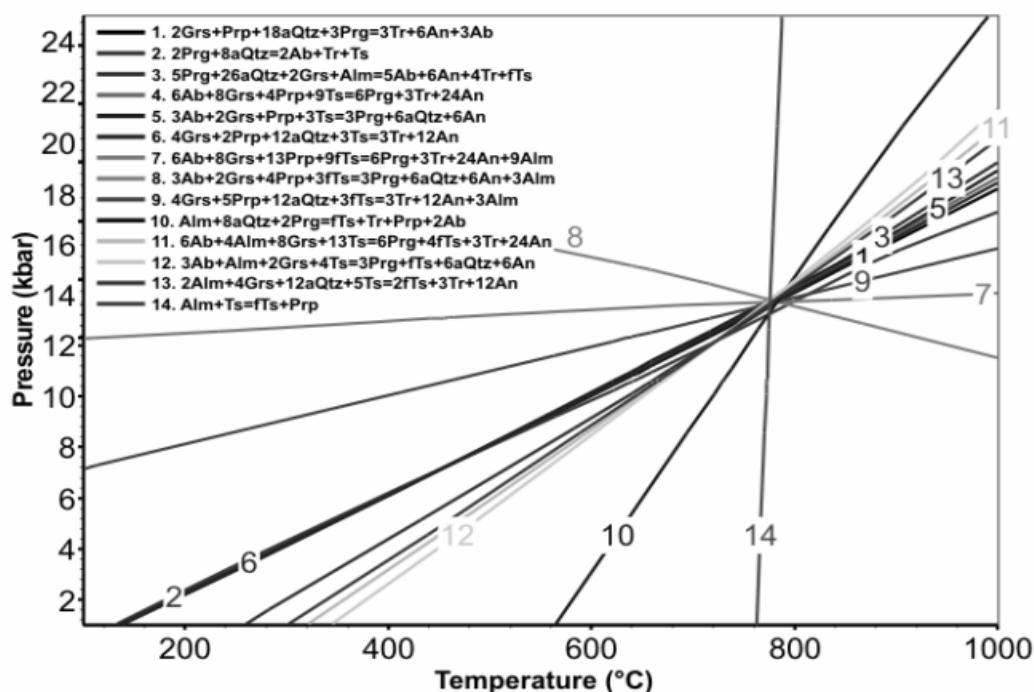


Рис. 3. PT-диаграмма линий постоянного состава Grt-Amph-Pl-Qtz минеральной ассоциации (включение в гранате)

Таким образом, в ходе детального исследования в породе были обнаружены реликты ранних минеральных ассоциаций  $\text{Sprx-Amph-Pl-Qtz-Ky-Zo}$  во включениях в гранате. По этим минералам определены наибольшие РТ-условия метаморфизма, которые характерны для эклогитовой фации. Более поздние шпинель-сапфирин-плагиоклазовые симплектиты (Сибелев, 2007), клинопироксен-плагиоклазовые симплектиты и амфиболы образовались в условиях повышенных температур гранулитовой фации. Из этого следует, что образцы с островов Прянишная луда и Зеленая луда являются кианитовыми эклогитами, которые претерпели ретроградный метаморфизм гранулитовой фации. Для пород с острова Прянишная луда определены более высокие показатели давления и температуры, что указывает на повышение РТ-параметров метаморфизма при деформациях.

#### Список литературы

1. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л. 1990. 248 с.
2. Володичев О.И., Кузенко Т.И. Програнные и ретрогранные тренды эволюции метаморфизма архейских эклогитов и их геодинамическая интерпретация (Карелия, район с. Гридино) // Записки РМО. № 3. С. 28–51. 2013.
3. Сибелев О.С. Метаморфическая эволюция сапфиринсодержащих кианитовых апоэклогитов Гриндинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2007. С. 62–76.
4. Berman, R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique with petrological applications // Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. P. 833–855.
5. Kretz R. Symbols for rock-forming mineral // American Mineralogist, 1983. V. 68. P. 277–279.

## СЕЛЕНИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗАОНЕЖСКОГО ПОЛУОСТРОВА (РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ)

Полеховский Ю.С., Кацнельсон А.Б.

Санкт-Петербургский государственный университет, katsnelson.geo@gmail.com

**Введение.** В Карело-Кольском регионе, являющемся восточной частью Балтийского щита, селенидная минерализация наиболее разнообразна в Онежском прогибе. При изучении строения и развития зон разломов данного прогиба селенидная минерализация была выявлена в рудоносных карбонатно-сланцевых метасоматитах. Она включает простые и сложные селениды, сульфоселениды и селеносульфиды.

**Геологическая позиция и состав метасоматитов.** В черносланцевом комплексе вулканогенно-осадочных нижнепротерозойских образований (Полеховский и Голубев, 1989) Онежского прогиба, на участках молибден-медно-ванадиевых рудопроявлений (Кондаков и др., 1986), широко распространены гидротермально-метасоматические процессы, которые образуют ореолы измененных пород длиной до 10 км, при ширине 0.2–0.5 км. Они локализованы в пределах зон складчато-разрывных дислокаций и прослежены на расстояние более 100 км (Мельников и Шариков, 1986). Формирование ореолов измененных пород осуществлялось в три этапа: с первым из них связано формирование метасоматитов пропилитовой формации, со вторым – формации альбититов, а с третьим – карбонатно-сланцевых и сланцевых метасоматитов (космозеритов) (Полеховский и Тарасова, 1987).

Особенность карбонатно-сланцевых и сланцевых метасоматитов заключается в парагенезисе литиевых, ванадиевых и хромовых слюд (тайниолит, роскоэлит, хромфенгит) с ванадиевыми и хромовыми пироксенами (акмит, хромэпирин), а также хромдравитом и рядом других минералов (Румянцева и др., 1984).

Селенидная минерализация устанавливается только в карбонатно-сланцевых метасоматитах и в региональном плане связана со свекофенской (позднекарельской) эпохой активизации. По данным изотопного анализа возраст формирования ранних селенидов оценивается в 1730–1760 млн лет (Никитин и др., 1989).

В карбонатно-сланцевых и сланцевых метасоматитах распространены вкрапленные, вкрапленно-прожилковые и прожилковые выделения селенидов, размером от нескольких микрон до первых сантиметров. В ассоциации с селенидами в метасоматитах установлены другие рудные минералы, представленные сульфидами и оксидами железа, меди, свинца, урана, ванадия, хрома, марганца, а также самородные медь, золото, висмут и др.

**Характеристика селенидной минерализации.** Полученные данные позволяют выделить простые и сложные селениды, сульфоселениды и селеносульфиды ряда металлов, из которых наиболее распространенными являются селенид свинца – клаусталит и сульфоселенид висмута – парагуанахуатит. Другие минералы селена находятся в подчиненном количестве, а некоторые из них выделены лишь в единичных зернах. По взаимоотношению между собой и другими рудными, селенсодержащими минералами отчетливо подразделяются на две генерации – ранние и поздние. Как правило, в ассоциации с ними наблюдается большое количество сульфидов: пирит, халькопирит, галенит, виттихенит и др.



Следует отметить, что большинство селенидов содержит в своем составе переменное количество серы, вплоть до разновидностей, которые соответствуют сульфоселенидам или даже сульфидам. Изученные минералы объединены в группы по ведущим катионам.

#### Селениды висмута, свинца и меди

**Клаусталит**,  $\text{PbSe}$ . Образует крупные (до 2 см) изометричные выделения в ассоциации с настураном и крупнопластинчатым ванадийсодержащим гематитом, а также наблюдается в виде микропрожилков (5–50 мкм), рассекающих выделения уаткинсонита и платинита и каемок замещения вокруг них.

**Парагуанахуатит**,  $\text{Bi}_2(\text{Se},\text{S})_3$  – относится ко второй генерации селенидов. В большинстве случаев он наблюдается в виде мелкозернистого агрегата, развивающегося по селенидам первой генерации – клаусталиту, платиниту и уаткинсониту. Размер индивидов в таких агрегатах, как правило составляет 3–50 мкм реже – до 200 мкм. Развитие парагуанахуатита, вероятно, отвечает увеличению роли висмута в ходе второго этапа рудообразования. Этому этапу присуще также появление самородного висмута и его сульфидов – виттихенита, купробисмутита и айкинита.

**Бессульфидный лайтакариит**,  $(\text{Bi},\text{Pb})_4\text{Se}_3$  – установлен в некоторых зернах клаусталита в виде удлиненных перистых выделений до 200 мкм длиной при 20–30 мкм шириной. Иногда он образует микропрожилки до 15 мкм шириной, рассекающие прожилки клаусталита. По химическому составу изученный селенид висмута отвечает стехиометрической формуле  $(\text{Bi},\text{Pb})_4\text{Se}_3$  и соответствует, бессульфидной разности лайтакариита.

**Платинит**,  $\text{PbBi}_2(\text{Se},\text{S})_4$ . Устанавливается две его генерации. Платинит-1 образует крупные, до 1.5–2 см, выделения в виде агрегатных сростков изометричных кристаллов с размером индивидов от 200 мкм до 1–1.5 см. Замещается клаусталитом и парагуанахуатитом. Эта генерация имеет белый цвет.

Платинит-2 наблюдается на границе “фронта замещения” уаткинсонита клаусталитом и парагуанахуатитом, где образует выделения до 15–100 мкм. В отраженном свете – белый, с желтоватым оттенком, обладает заметным двуотражением.

**Уаткинсонит**,  $\text{Cu}_2\text{PbBi}_4\text{Se}_8$  – наблюдается в виде изометричных выделений до 1.5 см, состоящих из агрегатных сростков индивидов размером 50–500 мкм. В неизмененных выделениях уаткинсонит наблюдается редко. В таких зернах он оптически гомогенен, в скрещенных николях гаснет одновременно по всей поверхности зерна и характеризуется равномерным распределением в содержании элементов. Сильные изменения уаткинсонита фиксируются в развитии микропрожилков, отдельных зон и блоков, сложенных тонкозернистым, реже – крупнозернистым агрегатом клаусталита и парагуанахуатита, вплоть до полного замещения всего минерала.

#### Селениды меди, железа и таллия

**Клокманит**,  $\text{CuSe}$ , образует мелкие (5–50 мкм), изометричные мономинеральные агрегаты зерен или наблюдается в агрегатных сростках с эскеборнитом и умангитом. Взаимоотношения с ними имеют характер замещения их клокманитом. Агрегатные сростки минералов с клокманитом часто окружены тонкой (1–5 мкм) каймой халькопирита. Размер отдельных зерен клокманита не превышает 10–15 мкм.

**Умангит**,  $\text{Cu}_3\text{Se}_2$ , встречается в мелких (10–50 мкм) единичных зернах в крупнокристаллическом кальците, где приурочен к поздним микропрожилкам, развитым по спайности этого минерала. Образует он как самостоятельные выделения, так и сростки с другими селенидами – эскеборнитом и клокманитом.

**Крутаит**,  $\text{CuSe}_2$  – наблюдается совместно с другими селенидами меди в виде мелких изометричных зерен размером до 25 мкм. Микроскопическое изучение минерала показывает наличие устойчивой примеси кобальта – 0,1–4%.

**Эскеборнит**,  $\text{CuFeSe}_2$  – наблюдается в сростании с клокманитом и умангитом, образуя изометричные выделения размером 40–60 мкм. Химический состав характеризуется устойчивой примесью серы – 0.45–0.52%.

**Буковит**,  $\text{Cu}_3\text{Ti}_2\text{FeSe}_4$  – единственный таллийсодержащий минерал, выявленный в изученной группе селенидов. Обнаружен в виде единичных зерен в сростании с тиррелитом и богдановичитом, развивается в краевой части выделений клаусталита. По химическому составу буковит отличается от теоретического (Фекличев, 1989) меньшим содержанием таллия.

**Фаза-Х**. При изучении медьсодержащих селенидов был обнаружен сульфоселенид меди ( $\text{Cu}_2\text{SeS}$ ), который образует мелкие (до 35 мкм) вытянутые ксеноморфные кристаллы с сетчатой структурой прорастания с клаусталитом. Цвет его изменяется от темно-серо-синего до светло-голубовато-серого. Анизотропия очень сильная с цветами от темно-синего (почти черного) до яркого огненно-оранжевого. Химический состав изученной минеральной фазы отвечает формуле  $\text{CuSe} \times \text{CuS}$  и является промежуточным членом в ряду ковеллин-клокманит.

### Селениды кобальта и меди

**Трогталит**,  $\text{CoSe}_2$  образует изометричные выделения в клаусталите размером до 20 мкм. Часто содержит мелкие (до 3–8 мкм) включения борнхардтита.

**Борнхардтит**,  $\text{Co}_3\text{Se}_4$  отмечается в виде мелких выделений, размером до 30 мкм, в клаусталите. Наблюдается в ассоциации с самородным золотом, богдановичитом и трогталитом.

**Тиррелит**,  $\text{Co}_2\text{CuSe}_4$  наблюдается в ассоциации с борнхардтитом и его никельсодержащим аналогом, богдановичитом и буковитом. Выделения его имеют изометричные очертания и размер до 15–17 мкм. Содержит примесь никеля до 2.8%.

### Селениды серебра, висмута и золота

**Науманнит**,  $\text{Ag}_2\text{Se}$ . Размер его зерен колеблется от 5 до 150 мкм. Науманнит наблюдается в парагенезисе с клаусталитом, селенидами меди и сульфидными минералами, которые приурочены к границам зерен и трещинам по спайности крупнокристаллического кальцита, что свидетельствует об их принадлежности к группе поздних селенидов.

**Богдановичит**,  $\text{AgBiSe}_2$  развит, обычно, в виде новообразований в краевых частях зерен клаусталита, где образует изометричные выделения размером до 40 мкм. Реже он наблюдается в виде цепочек микровключений, трассирующих трещины спайности в клаусталите. Богдановичит развит достаточно широко и находится в тесной ассоциации с науманнитом, борнхардтитом, халькопиритом и галенитом.

**Селенид серебра и золота**,  $\text{Ag}_2\text{AuSe}$  обнаружен лишь в одном выделении размером 70×50 мкм в сростании с клаусталитом и халькопиритом и в ассоциации с науманнитом и халькозином. Эти минералы образуют удлиненные выделения, приуроченные к плоскостям спайности в крупнокристаллическом кальците. Парагенезис с отмеченными минералами и характер выделений позволяют отнести этот выявленный селенид серебра и золота к поздней возрастной генерации.

### Палладийсодержащие селениды, сульфоселениды и селеносульфиды

**Падмаит**,  $\text{PdBiSe}$  – образует изометричные выделения размером до 0.2 мм. Реже наблюдается в симплектитовых сростаниях с палладийсодержащими селеносульфидными. Наиболее часто он бывает включен в клаусталит и наблюдается в ассоциации с парагуанахуатитом, богдановичитом, соболевским, фрудитом, гематитом, самородным висмутом и золотом (Полеховский и др., 1991).

**Судовиковит**,  $\text{PtSe}_2$  – Установлен в виде двух (подковообразного и изометрического) включений, размером от 10 до 180 мкм, в клаусталите. По периферии включения обрамляются фазой  $\text{PtBiSe}$  состава, имеющей коронарное строение, с размером индивидов, не превышающим 10 мкм. В этом прожилке судовиковит находится в ассоциации с клаусталитом, гуанахуатитом, инсизваитом, падмаитом, богдановичитом и другими минералами (Полеховский и др., 1997).

**Сульфоселениды и селеносульфиды** встречаются в тесной ассоциации (Полеховский и Волошин, 1990), образуя участки неправильной формы и приурочены, обычно, к краевым частям зерен клаусталита-1. Размеры таких участков колеблются от 10 до 300 мкм и более. В отраженном свете они обладают переменной окраской от бледно-желтоватой до розовато-сиреневой и различным коэффициентом отражения. Они имеют более высокую твердость относительно клаусталита. Микронзондовая диагностика позволила идентифицировать низкоотражающие ( $R$  не более 40%) розовато-сиреневато-серые минеральные фазы как селеносульфиды, а высокоотражающие ( $R=55-60\%$ ) желтые и розовато-желтые – как сульфоселениды.

По химическому составу среди сульфоселенидов устанавливается четыре разновидности, среди которых преобладающей по распространенности является –  $\text{PdBi}(\text{SeS})$ . Эта разновидность отличается от падмаита –  $\text{PdBiSe}$  повышенным содержанием серы – до 3.1%. Максимальное количество серы – 5.8% определено в сложном сульфоселениде, отвечающем расчетной формуле –  $\text{Pd}_6(\text{Bi,Cu,Pd})_8(\text{S,Se})_9$ . Сульфоселениды, в целом, характеризуются низким содержанием меди, свинца и железа (Полеховский и др., 1991). Химический состав изученных минеральных фаз свидетельствует о реакционном характере их взаимоотношений, которые, возможно, обусловлены сменой окислительных условий рудоотложения на восстановительные. Это подтверждается тем, что селеносульфидные фазы часто содержат мелкодисперсные включения марказита, халькопирита и, иногда, самородных висмута и золота.

**Выводы.** В результате проведенных исследований установлено 22 селенсодержащих минерала, которые встречаются в метасоматитах зон разломов на Заонежском полуострове. Полученные данные позволяют заключить:

1. Карбонатно-слюдистые метасоматиты, развитые по черносланцевым толщам Онежского прогиба Южной Карелии, в зонах складчато-разрывных дислокаций содержат разнообразную селенидную минерализацию, специализация которой, вероятно, обусловлена геохимическими характеристиками шунгитсодержащих пород.

2. Изученная селенсодержащая минерализация включает простые и сложные селениды, сульфоселениды и селеносульфиды свинца, висмута, меди, кобальта, никеля, железа, талия, серебра, золота и палладия. Образование их осуществлялось, по меньшей мере, в два этапа. При этом, по характеру взаимоотношений минералов, к ранним относятся клаусталит, уаткинсонит и платинит, а остальные формировались в поздний этап рудообразования.

3. Большинство селенидов отвечает известным и описанным в справочной и специальной литературе разновидностям. Однако, для некоторых минеральных фаз соответствующие аналоги отсутствуют.

4. Степень изученности описанных разновидностей селенсодержащих минералов неодинакова и для некоторых из них, встречаемых в единичных зернах и обладающих малыми размерами (до 5–10 мкм), необходимо дальнейшее их изучение.

#### Список литературы

1. Кондаков С.Н., Петров Ю.В., Булавин А.В., Пичугин В.А., Титов В.К. блоковое и глубинное строение Онежского прогиба. В кн. «Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы». Л., Тр. ВСЕГЕИ, 1986, с. 68–75.
2. Мельников Е.К., Шариков П.И. Структурно-стратиграфические несогласия Карелии и их роль в рудообразовании. В кн. Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., Тр. ВСЕГЕИ, 1986, с. 62–68.
3. Никитин С.А., Андерсон Е.Б., Петрова Н.В. Новые данные о платините и изотопия свинца в ассоциирующих селенидах. ЗВМО, N 3, 1989, с. 22–27.
4. Полеховский Ю.С., Голубев А.И. Людикийский надгоризонт Онежского прогиба. В кн. Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1989, с. 106–107.
5. Полеховский Ю.С., Волошин А.В. Новые природные системы платиноидов в метасоматитах Карелии. ДАН СССР, 1990, т. 315, N 3, с. 700–703.
6. Полеховский Ю.С., Волошин А.В., Тарасова И.П., Никитин С.А., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.С., Крецер Ю.Л., Колычева Т.И. Падмаит PdBiSe – новый селенид палладия и висмута из метасоматитов Южной Карелии. ЗВМО, № 3, 1991, с. 85–88.
7. Полеховский Ю.С., Волошин А.В., Тарасова И.П., Пахомовский Я.А., Крецер Ю.Л. Новый тип палладийсодержащей минерализации в метасоматитах Карелии. Известия АН СССР, сер. геол., № 7, 1991, с. 86–95.
8. Полеховский Ю.С., Тарасова И.П. Гидротермально-метасоматические процессы и минеральные ассоциации метасоматитов в нижнепротерозойских породах Онежского прогиба Карелии. В кн. Метасоматиты и рудообразование. Л., 1987, 4.2., с. 40–42.
9. Полеховский Ю.С., Тарасова И.П., Нестеров А.Р., Пахомовский Я.А., Бахчисарайцев А.Ю. Судовиковит – PtSe<sub>2</sub> новый селенид платины из метасоматитов Южной Карелии. ДАН РАН, т. 354, №1, 1997, с. 82–85.
10. Румянцева Е.В., Мищенко К.С., Калинин Л.И. Тайниолит и хром-ванадиевые слюды в метасоматитах Карелии. ЗВМО, N 1, 1984, с. 68–75.
11. Фекличев В.Г. Диагностические константы минералов: справочник. М., Недра, 1989.

## СРАВНЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ПАРАМЕТРОВ КВАРЦА ШУНГИТОВЫХ ПОРОД МАКОВСКОЙ ЗАЛЕЖИ

Садовничий Р.В.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, romanpost1@rambler.ru

**Введение.** Существующее многообразие текстурных разновидностей шунгитовых пород Максовской залежи (Атлас, 2006) является следствием проявления различных по времени и генезису геологических процессов (Фирсова и др., 1986). В настоящее время на Максовской залежи выделяют шунгитовые породы массивной, прожилковой, брекчиевой и слоистой текстуры. Распределение указанных пород в теле залежи имеет сложный характер, но в целом устанавливается тенденция увеличения степени брекчированности пород к кровле (по вертикали) и к центру залежи (в плане) (Фирсова и др., 1986).

Главным минералом шунгитовых пород Максовской залежи является кварц (Купряков, 1994), представленный в виде трёх морфологических разновидностей. Кварц *первой* морфологической разновидности входит в состав микрозернистого углерод-кварцевого агрегата, слагающего массивные шунгитовые породы и обломочную составляющую пород прожилковой и брекчиевой текстуры (рис. 1 а). Содержание углерода в данном минеральном агрегате варьирует в широких пределах (Садовничий, Рожкова, 2014). Зёрна кварца различаются по размерам и степени идиоморфизма: на фоне ксеноморфных микрозёрен кварца выделяются относительно крупные кристаллы с более чётко выраженными кристаллографическими очертаниями.

Кварц *второй* морфологической разновидности входит в состав различных по морфологии прожилков, секущих шунгитовые породы (рис. 1 б). Прожилки имеют сложный и прерывистый характер распространения; протяжённость варьирует от нескольких см до первых метров. Мощность колеблется от долей мм до нескольких см; в редких случаях в породах залежи наблюдаются отдельные протяжённые жилы мощностью до 15 см.

Кварц *третьей* морфологической разновидности входит в состав цемента шунгитовых брекчий (рис. 1 в). В зависимости от содержания и морфологии выделения шунгитового углерода в цементе брекчированных пород меняется и его окраска, в соответствии с которой выделяют черноцементные и белоцементные шунгитовые брекчии (Фирсова и др., 1986). В цементной составляющей белоцементных брекчий структура кварца гранобластовая; размер зёрен минерала растёт по мере удаления от обломков больших размеров.

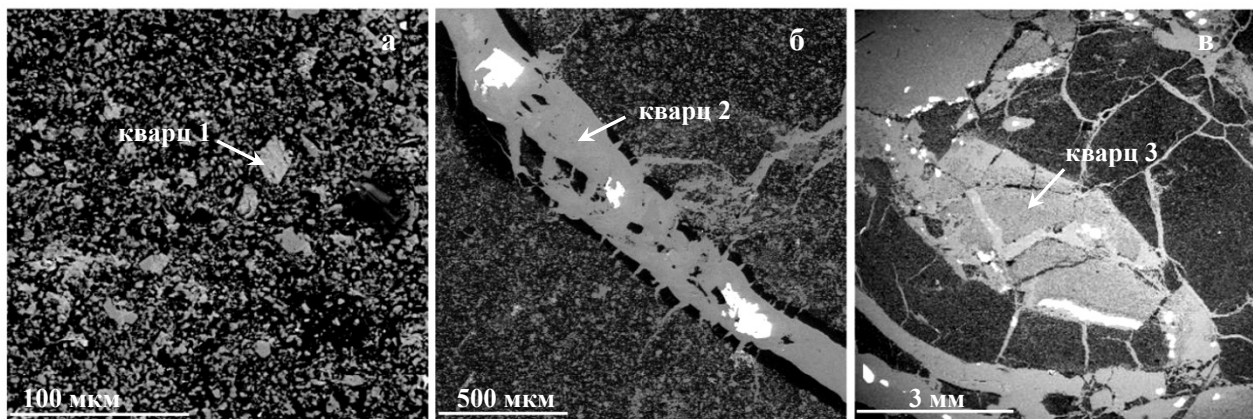


Рис. 1. Морфологические разновидности кварца шунгитовых пород (СЭМ, BSE-детектор)

Таким образом, в составе шунгитовых пород Максовской залежи выделяются три различных по морфологии разновидности кварца. Изучение и сравнение структурных параметров данного кварца может стать важным инструментом в решении ряда вопросов, связанных с генезисом шунгитовых пород, а также для определения новых высокотехнологичных направлений использования шунгитового сырья.

**Объекты и методы.** Для изучения структурных параметров кварца первой морфологической разновидности были взяты образцы шунгитовой породы массивной текстуры с содержанием углерода от 3,9 до 41,4%. Содержание кремнезёма также варьирует в широких пределах, при этом в сумме углерод и кремнезём составляют около 90% от общего веса породы. Для изучения влияния углерода на свойства кварца образец массивной шунгитовой породы дополнительно был подвергнут термической обработке до полного удаления углерода.

Образцы кварца второй морфологической разновидности были отобраны из протяжённых кварцевых жил мощностью 1–5 см, которые хорошо выделялись на стенке карьера, а также из шунгитовой породы с разветвлённой системой кварцевых прожилков мощностью 2–7 мм. Образцы были представлены крупнозернистым дымчатым и молочным кварцем, в котором визуальнo диагностировалась рассеянная тонкая вкрапленность углерода.

Для изучения кварца третьей морфологической разновидности из шунгитовой брекчии, предварительно раздробленной до фракции 2–3 мм, при помощи бинокля были выбраны наиболее хорошо диагностируемые зёрна кварца. Отобранный кварц был представлен несколькими разновидностями: молочно-белый, дымчатый, прозрачный (горный хрусталь), чёрный, с красным и жёлтым оттенком. Дополнительно исследовались образцы кварца третьей морфологической разновидности, отобранные из шунгитовой брекчии после дробления породы и разделения полученного материала в тяжёлой жидкости. Содержание углерода в данных образцах шунгитового кварца по данным термоанализа варьирует от 0,7 до 4,3%.

Для сравнения структурных параметров кварца шунгитовых пород в качестве эталонов были взяты хорошо изученные образцы кварца различного генезиса: горного хрусталя (м. Желанное, Приполярный Урал), силицита (Койкарская структура, Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс) и пегматитового кварца (Чупинская группа).

Для сравнения особенностей кристаллического строения кварца шунгитовых пород и эталонов методом рентгеноструктурного анализа для каждого образца были определены значения параметров кристаллической решётки, области когерентного рассеяния – ОКР, индекса кристалличности – ИК (Murata, Norman, 1976) и степени совершенства кристаллического строения – СКС (Юргенсон, Тумаров, 1980). Работы выполнялись

на автоматическом дифрактометре ARL X'TRA. Рентгенограммы исследуемых образцов кварца шунгитовых пород и эталонных образцов кварца были получены в области углов  $2\theta$ :  $2^\circ$ – $156,5^\circ$  с шагом  $0,01^\circ$ , время набора импульсов – 3 сек. на  $\text{CuK}_\alpha$  излучении. В качестве эталона при анализе структуры кварца шунгитовых пород использовался образец кристаллического кварца месторождения Кожим (Полярный Урал).

**Результаты исследований.** Результаты анализов показывают, что кварц шунгитовых пород в целом характеризуется достаточно высокими значениями параметров кристаллической решетки. Для наглядного сравнения полученных значений была построена точечная диаграмма (рис. 2), на которой также обозначены точки, соответствующие промышленному кварцу гидротермально-метаморфогенных жил Приполярного Урала (Светова, Инина, 2012).

Среди кварца шунгитовых пород наименьшие значения усреднённых параметров решетки характерны для кварца второй морфологической разновидности ( $a=4,9136 \text{ \AA}$ ,  $c=5,4053 \text{ \AA}$ ). Средние значения параметров решетки кварца первой ( $a=4,9138 \text{ \AA}$ ,  $c=5,4055 \text{ \AA}$ ) и третьей разновидностей ( $a=4,9137 \text{ \AA}$ ,  $c=5,4053 \text{ \AA}$ ) в пределах ошибки эксперимента близки, и их можно сопоставить с параметрами решетки эталонного образца горного хрусталя и силицита. Было замечено, что кварц первой разновидности, входящий в состав массивных шунгитовых пород с различным содержанием углерода, характеризуется небольшим разбросом значений параметров кристаллической решетки, несмотря на то, что породы, из которых данный кварц был отобран, существенно различаются по содержанию в них углерода. Удаление углерода не сказалось на параметрах элементарной ячейки и размере кристаллита кварца массивной породы, прошедшей термическую обработку.

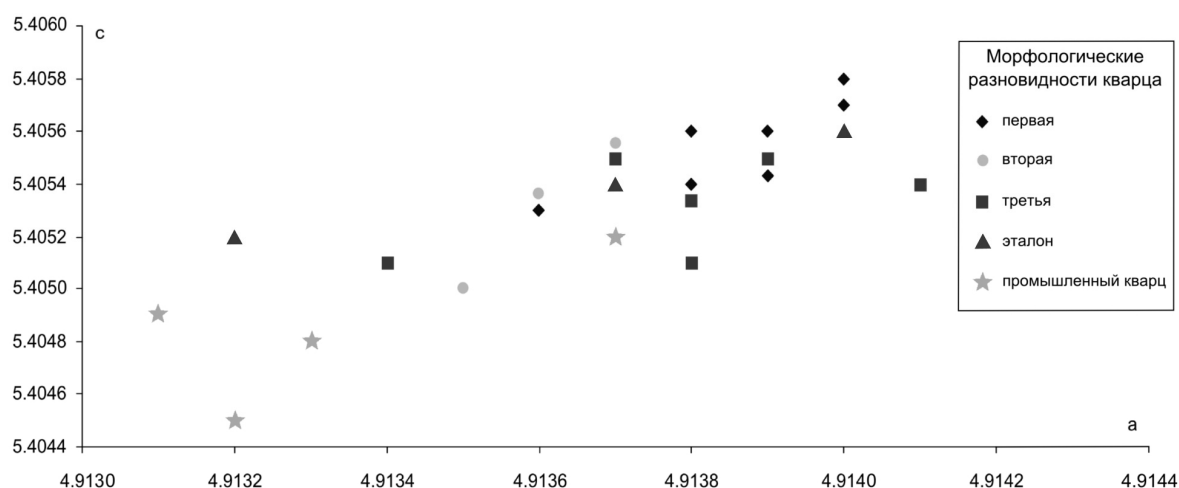


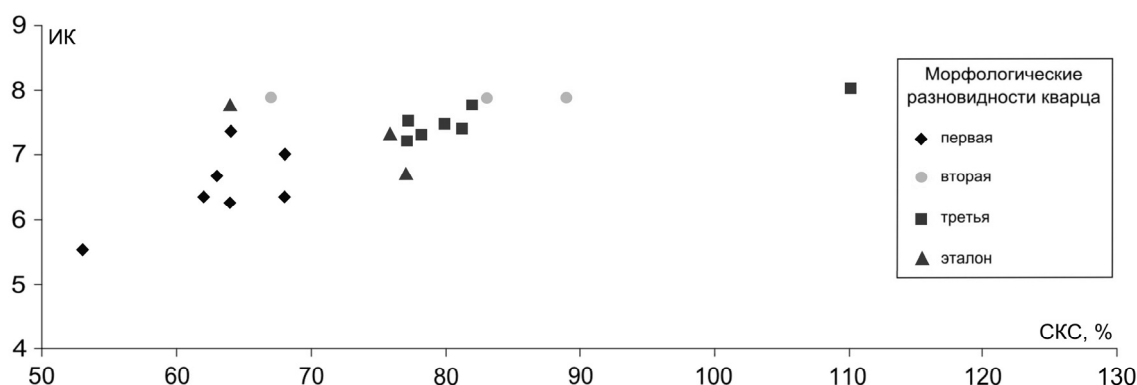
Рис. 2. Соотношение значений параметров  $a$  и  $c$  элементарной ячейки ( $\text{\AA}$ ) кварца шунгитовых пород, эталонов и промышленного кварца

Значения ОКР для всех образцов шунгитового кварца характеризуются большой вариацией, при этом минимальный разброс характерен для кварца первой морфологической разновидности (79,22–91,56 нм), максимальный – для кварца третьей разновидности (20,78–93,87 нм); ОКР кварца второй разновидности составляет 63,9–93,13 нм. Различие значений ОКР свидетельствует о вариации размеров кристаллитов в образцах кварца. Необходимо отметить, что исследуемые образцы кварца не подвергались специальной очистке.

Значения ИК и степени СКС являются показателями, которые помогают оценить степень дефектности кристаллической решетки кварца, а также проследить изменение термодинамических условий кристаллизации минералов и влияние метаморфических процессов. Для общего сравнения полученных значений ИК и степени СКС кварца шунгитовых пород и эталонов была построена точечная диаграмма, в которой по оси абсцисс фиксировались значения СКС, по оси ординат – значения ИК (рис. 3).

Графическое сравнение полученных значений степени СКС и ИК для разных образцов наглядно показывает четкое разделение шунгитового кварца по морфологическим разновидностям, при этом хорошо прослеживается тенденция синхронного роста значений ИК и СКС.

Минимальный разброс значений ИК характерен для кварца второй морфологической разновидности (7,87–7,88). Для кварца третьей морфологической разновидности характерны небольшие вариации значения ИК (7,24–7,81); исключение составляет образец, в котором ИК кварца достигает значения 8,06. Большая часть образцов кварца первой морфологической разновидности характеризуется значениями ИК от 6,34 до 6,67. Исключениями являются образец, который отличается минимальными показателями ИК (5,53) и степени СКС (53%), и образец, полученный после термической обработки, для которого характерно весьма высокое значение ИК – 7,37.



**Рис. 3.** Соотношение значений СКС и ИК для кварца шунгитовых пород и эталонов

Кварц первой морфологической разновидности имеет несколько пониженные значения СКС (53–68%) и по этому показателю приближается к кварцу силицитов (СКС – 64%). Кварц второй и третьей морфологических разновидностей шунгитовых пород характеризуется большими значениями СКС (67–89%) и (77–110%), соответственно, сопоставимыми с показателями СКС горного хрусталя (76%) и кварца пегматитов (77%).

**Выводы.** Исходя из результатов проведенных анализов можно сделать вывод, что кварц первой морфологической разновидности характеризуется наименьшей структурной упорядоченностью по сравнению с другими образцами. Параметры элементарной ячейки близки для образцов кварца всех трёх морфологических разновидностей. Вариации значений ИК и СКС в пределах одной морфологической разновидности могут быть связаны с наличием нескольких генераций кварца данной разновидности, что могло быть обусловлено изменением условий кристаллизации. Данное предположение подтверждается наличием в общей массе зёрен кварца первой морфологической разновидности относительно крупных кристаллов более высокой степени идиоморфизма.

#### Список литературы

1. Атлас текстур и структур шунгитонесных пород Онежского синклинория / Ред. М.М. Филиппов, В.А. Мележик. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2006. 80 с.
2. Купряков С.В. Геология и генезис шунгитовых пород Зажогинского месторождения // Органическое вещество шунгитонесных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения). Ред. М.М. Филиппов, А.И. Голубев, П.В. Медведев и др. Петрозаводск. 1994. С. 93–98.
3. Садовничий Р.В., Рожкова Н.Н. Минеральные ассоциации высокоуглеродистых шунгитовых пород Максовской залежи (Онежская структура) // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. Серия Геология докембрия. 2014. №1. С. 148–158.
4. Светова Е.Н., Инина И.С. Рентгеноструктурные особенности промышленных разновидностей кварца гидротермально-метаморфогенных жил Приполярного Урала // Сб. ст. по матер. докл. VI Российского семинара по технологической минералогии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. С. 10–05.
5. Фирсова С.О., Шатский Г.В. Брекчии в шунгитовых породах Карелии и особенности их генезиса // ДАН СССР. 1988. Т. 302. С. 17–80.
6. Юргенсон Г.А., Тумаров Г.Т. О совершенстве кристаллического строения жильного кварца // Известия высших учебных заведений геология и разведка. 1980. № 6. С. 50–59.
7. Murata K.J., Norman H.M.B. An index of crystallinity for quartz // American Journal of Science. 1976. Vol. 276. P. 1120–1130.

## АНАТОМИЯ КРИСТАЛЛОВ ЦИРКОНА ИЗ ЭКЛОГИТОВ КУРУ-ВААРЫ, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН

Сидоров М.Ю., Волошин А.В.

ГИ КНЦ РАН (Анатумы), [sidorov@geoksc.apatity.ru](mailto:sidorov@geoksc.apatity.ru)

В северо-западной части Беломорской провинции известны многочисленные находки докембрийских эклогитов. Наиболее изученными из них являются эклогиты пегматитового карьера Куру-Ваара. Здесь широко распространены южные и северные эклогиты, выделяемые по их геологическому положению, составу, возрасту и степени регрессивных метаморфических преобразований (Щипанский и др., 2012а, Balagansky et al.,

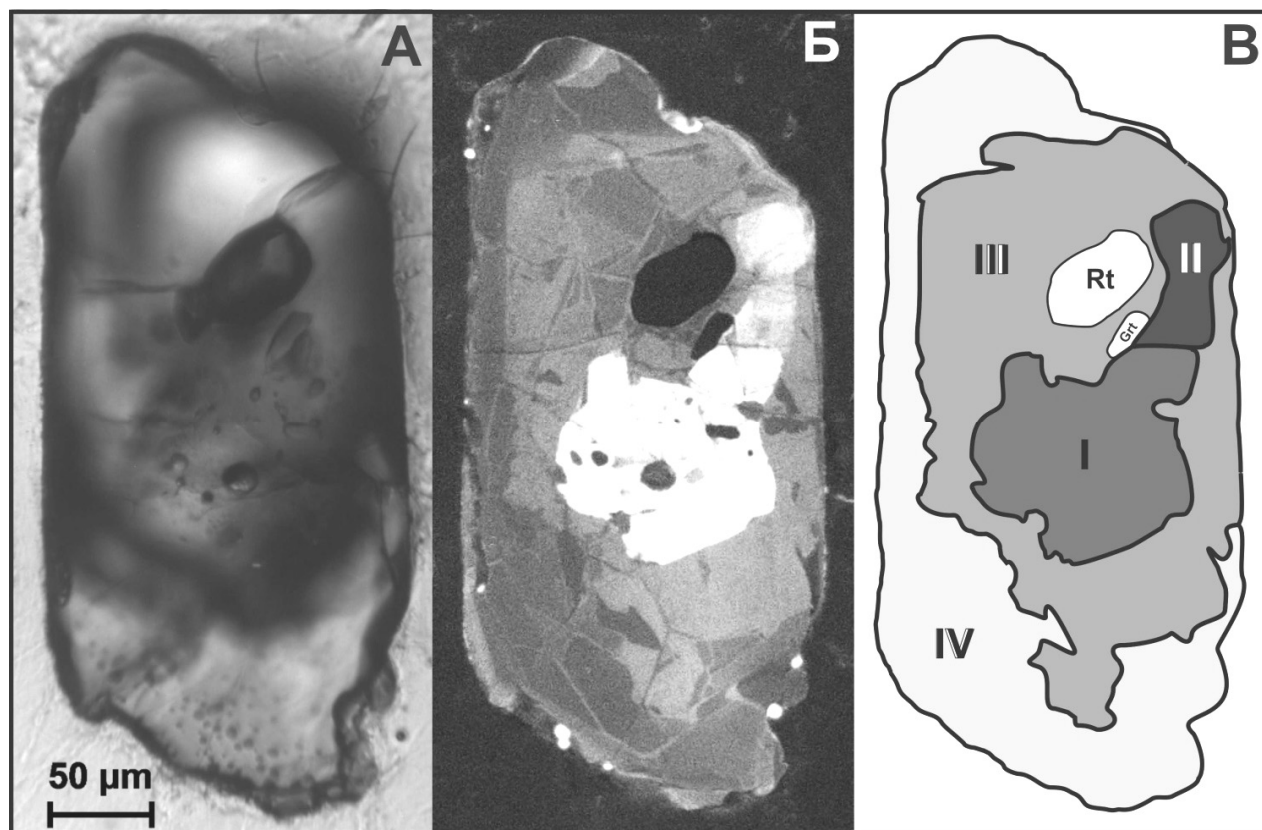
2014). Кристаллы циркона как из южных, так и северных эклогитов исследовались главным образом для получения геохимических, в том числе изотопных данных (Каулина, 2010; Щипанский и др., 2012б). В нашем исследовании мы приводим данные по кристаллам циркона из южных эклогитов, которые отличаются наибольшим разнообразием анатомии (внутреннего строения) по сравнению с кристаллами циркона из северных эклогитов.

Для выявления и фотодокументации катодолуминесценции кристаллов циркона, а также для получения изображений в обратно отраженных электронах применялся электронный микроскоп LEO-1450 VP (Геологическая служба Норвегии, Трондхейм). Оптические изображения кристаллов циркона были получены на микроскопе ПОЛАМ Л-213 с помощью цифровой камеры SCOPETEC DCM-310.

Циркон по сравнению со многими другими минеральными видами отличается удивительной устойчивостью в различных генетических обстановках, при этом его кристаллы могут отражать в своей морфологии и анатомии процессы, которые они испытали. Особенно интересные результаты могут быть получены при изучении анатомии кристаллов циркона из пород, испытавших многочисленные этапы метаморфических преобразований.

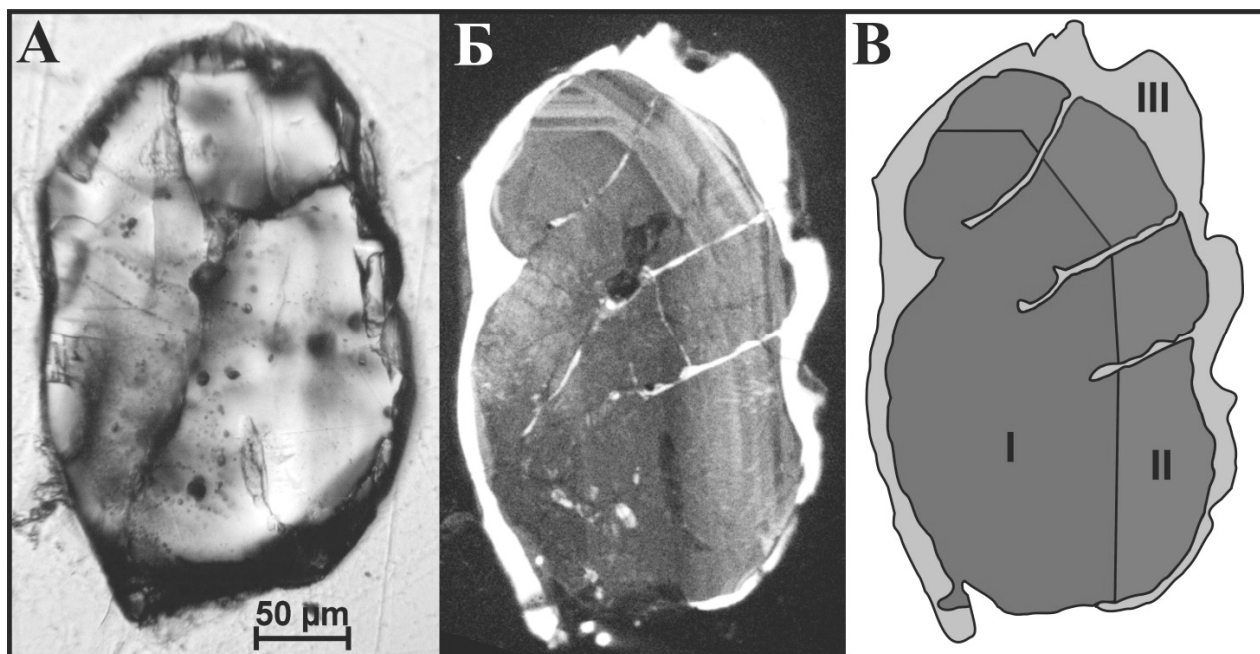
Метод катодолуминесценции позволяет на высоком уровне выявить внутрифазовую неоднородность кристаллов. При анализе изображений катодолуминесценции в кристаллах циркона мы руководствовались предположением, согласно которому участки с разной интенсивностью свечения отвечают отдельным зонам (пирамидам) роста внутри индивида.

На рис. 1 показан кристалл, в котором отчетливо проявлены четыре зоны, каждая из которых обладает блочным строением. Границы I, II и III зоны неровные, что указывает на неоднократно проходившие процессы растворения индивида. В зонах I и III присутствуют многочисленные твердофазные включения, в том числе в зоне III были диагностированы рутил и гранат. Призматический габитус кристалла образован зоной IV. Внешняя граница частично корродированна по граням дипирамиды. В целом, для кристалла на рис. 1 характерно так называемое «лоскутное» строение.

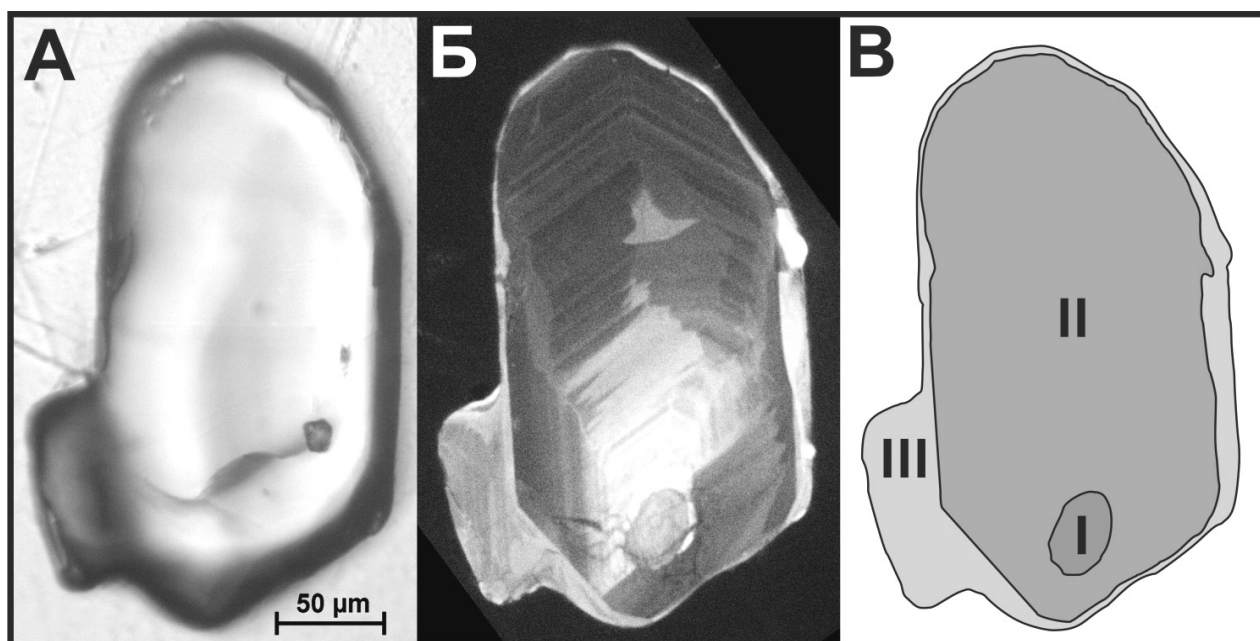


**Рис. 1.** Циркон. А – оптическое изображение, Б – изображение в катодолуминесценции, В – схема расположения основных зон роста. I, II, III, IV – выявленные зоны роста (объяснения см. в тексте). Включения: Rt – рутил, Grt – гранат

Во многих кристаллах циркона из южных эклогитов выявлена осцилляторная зональность. На рис. 2 показан кристалл, зона I которого, представляющая собой обломок кристалла с сохранившимися гранями призмы и дипирамиды, обрастает зоной II, в которой отчетливо проявлена полосчатость. Однозначного вывода о происхождении этой зональности сделать нельзя, так как она характерна как для магматических, так и для метаморфических (в том числе испытывавших метаморфизм высоких давлений) пород (Corfu et al., 2003). Внешние границы зон I и II неровные, что свидетельствует о процессах растворения. Зона III не только окружает зоны I и II, но и по трещинам проникает в них. В свою очередь, зона III также подверглась растворению по граням призмы и дипирамиды, на что указывают ее неровные внешние границы.



**Рис. 2.** Циркон. А – оптическое изображение, Б – изображение в катодолуминесценции, В – схема расположения основных зон роста. I, II, III – выявленные зоны роста (объяснения см. в тексте)



**Рис. 3.** Циркон. А – оптическое изображение, Б – изображение в катодолуминесценции, В – схема расположения основных зон роста. I, II, III – выявленные зоны роста (объяснения см. в тексте)



Еще лучше осцилляторная зональность проявлена в кристалле циркона на рис.3. В нем отчетливо выделяется внутренне округлое ядро (зона I), которое послужило затравкой для роста индивида. На эту затравку нарастала зона II, в которой отчетливо проявляется осцилляторная зональность. Не смотря на разную интенсивность свечения внутри этой зоны, общий рисунок зональности подразумевает рост во время одного этапа минералообразования. Разная интенсивность свечения объясняется изменением химического состава раствора во время роста зоны II. Внешние границы зоны II представлены хорошо выраженными гранями призмы и дипирамиды. Зона III полностью окружает зону II.

**Выводы.** Расположение зон роста и различных характер границ между ними позволяет заключить, что на протяжении всего формирования кристаллы циркона испытали многочисленные этапы растворения и роста.

По анатомии мы выделяем два типа кристаллов циркона. Первый тип характеризуется наличием во внутренних зонах роста осцилляторной зональности и присутствием разной степени сохранности граней призмы и дипирамиды на внешних границах этих зон. Второй тип кристаллов циркона отличается блочным строением отдельных зон роста и часто неровными, корродированными границами между ними. Отличия в анатомии двух типов кристаллов циркона свидетельствует об их появлении на разных этапах минералообразования.

В целом, анатомия кристаллов циркона из южных эклогитов отражает сложную и длительную историю метаморфической эволюции этих пород. Полученные нами данные могут быть полезными для дальнейших геохимических, в том числе изотопных исследований.

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность В.В. Балаганскому, С.В. Мудруку, В.А. Мележику, Бьерну Виссингу и Ю.Л. Войтеховскому за помощь в организации и финансировании исследований. Исследования финансировались по программам Президиума РАН № 27П, ОНЗ-6 (проект ГИ КНЦ РАН «Динамика раннедокембрийской континентальной литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) щита») и проекту РФФИ 14-05-31137-мол\_а «Последовательность и кинематика деформаций в палео-протерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене и взаимосвязь с ними беломорских эклогитов».

#### Список литературы

1. Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах - Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2010. 144 с.
2. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н., Слабунов А.И. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 1. С. 3–29.
3. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 1. С. 341–364.
4. Balagansky, V., Shchipansky, A., Slabunov, A.I., Gorbunov, I., Mudruk, A., Sidorov, M., Azimov, P., Egorova, S., Stepanova, A., and Voloshin, A., Archaean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Crustal architecture, timing, and tectonic implications // International Geology Review. 2015. Vol. 57. P. 1541–1563.
5. Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of zircon textures. In: Hanchar J.M., Hoskin P.W.O (eds.) Zircon. Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2003. Vol. 53. P. 469–500.

# **Полезные ископаемые**



## НОВЫЕ ДАННЫЕ О РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ БАЗАЛЬТОВ СВИТЫ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА

Алексеев И.А.<sup>1</sup>, Пестриков А.А.<sup>2</sup>, Титов Д.Ю.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле

<sup>2</sup>АО «Петербургская комплексная геологическая экспедиция»

Кряж Ветренный пояс представляет собой линейную структуру северо-западного простирания протяженностью около 250 км при ширине до 50 километров (рис.1). Восточная часть ветреного пояса расположена на территории Архангельской области. Основной объем работ по геологическому изучению площади был произведен в период с начала 60-х по конец 80-х годов XX века, но подавляющая часть исследований была ориентирована на поиски сульфидного и силикатного никеля, что привело к крайне низкой степени изученности состава и строения вмещающих пород.

Целью исследования было изучение химического состава минералов тяжелой фракции проб-протоколчек из базальтов свиты ветреного пояса для выявления участков перспективных на обнаружение золота, серебра и элементов группы платины. Пробы были отобраны в ходе полевых работ в рамках объекта «ГДП-200 листов Р-37-IX и Р-37-XV»

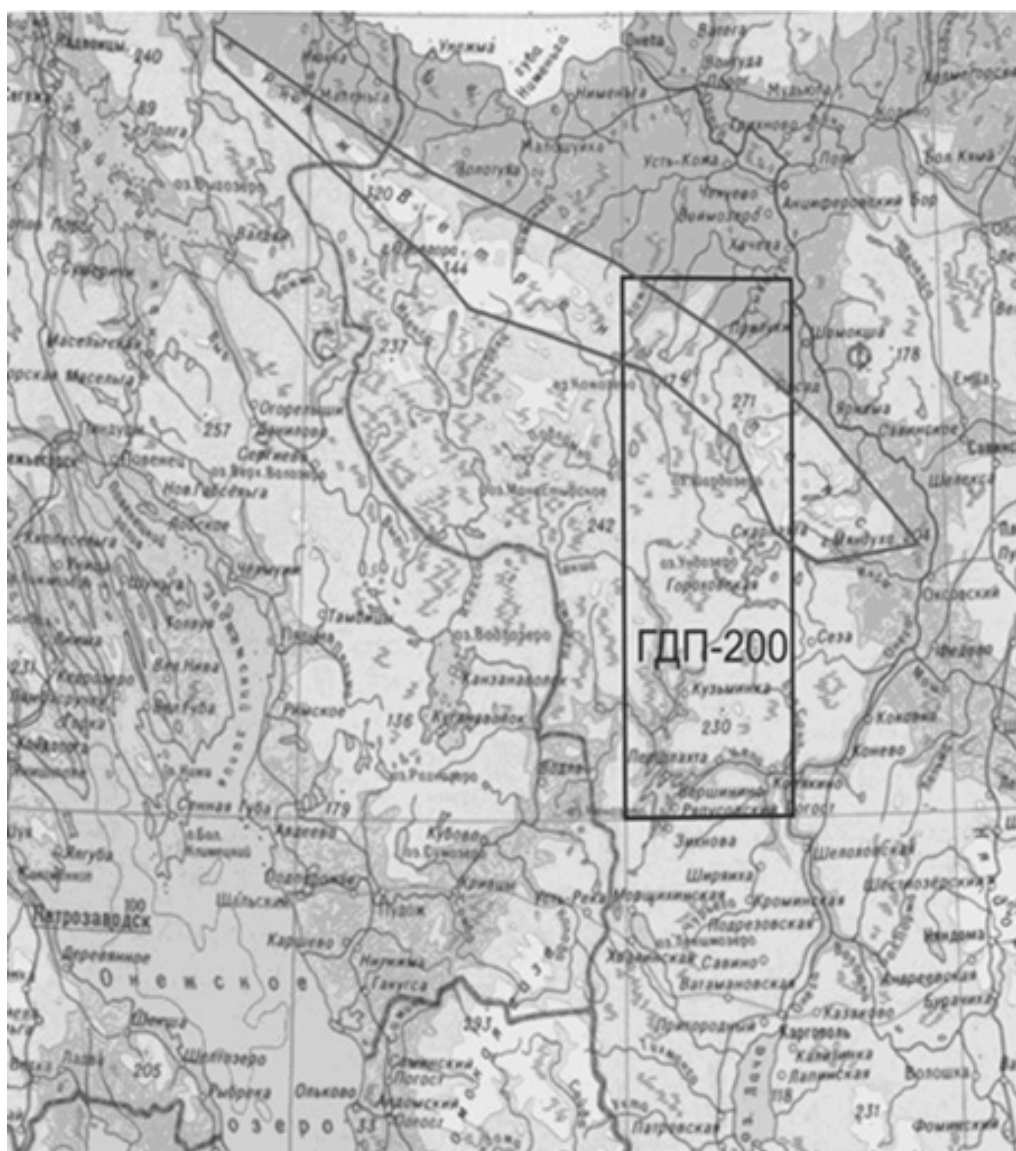


Рис. 1. Схема расположения объекта работ

В исследовании участвовали 15 проб из базальтов свиты Ветреного пояса. Штуфные пробы весом около 1 кг каждая были раздроблены до фракции < 1 мм. После отбора навесок на химические виды анализов оставшийся материал весом около 0.8 кг был подвергнут разделению на фракции на концентрационном столе. Из материала тяжелой фракции были изготовлены кассеты для проведения микрозондового анализа.

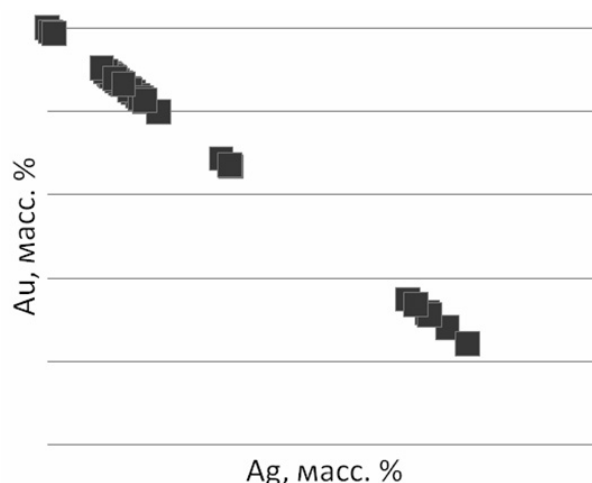
В ходе трех смен микрозондового анализа, в тяжелой фракции изученных проб были установлены химические составы следующих минералов: пирит, магнетит, пентландит, халькопирит, галенит, шеелит, перовскит, рутил, титаномагнетит, борнит, хромит, апатит, барит, циркон, ксенотим, золото, серебро.

Золото отмечено в 9 из 15 исследованных образцов. Встречается только в виде самостоятельных угловатых зерен размером в первые микрометры (рис. 1). Состав золотин переменный, основной примесью является серебро; железо и медь отмечены в нескольких зернах в резко подчиненном количестве. Пробность золота варьирует от 400 до 980, в среднем составляя около 800.

Учитывая малый размер зерен, достоверность определения микропримесей (Fe, Cu, S) вызывает сомнения, поэтому на графике пробности (рис. 2) полученный состав золотин пересчитан только на золото и серебро и приведен к 100%.



**Рис. 2.** Электронное изображение зерен золота из пробы 861



**Рис. 3.** График пробности золота базальтов свиты Ветреного пояса

На полученном графике пробности выделяется 2 группы фигуративных точек, отвечающие составам золотин с содержанием Au 60–70% и 80–100%. В некоторых пробах встречаются только зерна с пробностью свыше 800, в некоторых пробах обе разновидности (Табл. 1). В одной пробе встречено зерно самородного (>80 масс. %) серебра. Разделение золота по химическому составу на две группы может быть обусловлено либо процессами вторичных изменений, затронувшими породы после кристаллизации, либо изначальным процессом фракционирования материала в потоке при кристаллизации.

Пирит в переменных количествах содержится во всех изученных образцах. Всего получены химические составы для 243 зерен пирита. В 214 зернах наблюдается примесь кобальта в 0,06–3,21 масс.% (среднее – 1,41). Примесь мышьяка отмечена в 47 зернах в количестве 0,29–0,97 масс. % (среднее – 1,41); в единичных зернах содержится примесь никеля и меди в количестве первых процентов.

**Таблица 1.** Пробность золота базальтов свиты Ветреного пояса

№ Обр.	Au, масс. %				Ag, масс. %			
	Кол-во зерен	Мин	Макс	Средн.	Кол-во зерен	Мин	Макс	Средн.
246	4	83,6	97,0	88,8	1	7,5	7,5	7,5
250	4	84,1	92,7	88,2	2	6,7	7,8	7,3
252	4	45,3	84,3	70,0	4	2,9	5,4	4,5
858	4	89,4	91,5	90,4	4	4,6	7,1	5,9
861	7	50,8	61,7	57,2	7	24,5	33,9	29,4
865	1	72,8	72,8	72,8	1	14,5	14,5	14,5
866	13	46,6	98,0	80,0	8	5,2	16,0	9,1
867	13	40,0	97,0	82,0	10	0,4	29,7	7,3
456-2	1	95,1	95,1	95,1	1	0,7	0,7	0,7

Хромит обнаружен в 8 образцах (всего 60 зерен). Содержание (масс. %) железа варьирует в пределах 18,8–31,7 (среднее 27), хрома – в пределах 26,7–40,2 (среднее 33,7); алюминия – 5,5–10,8 (в среднем – 7,42). Титаномагнетит содержит постоянную примесь марганца – 0,31–7,78 масс.%; в единичных зернах содержится примесь ванадия 0,2–0,5 масс. %. Галенит встречен в единичных пробах и содержит постоянную примесь селена 0,6–5,6 масс. %.

Для всех имеющихся образцов был выполнен атомно-абсорбционный анализ, который показал низкое содержание золота. Максимальные значения приходятся на образцы 866 и 867. Содержания золота в них 0.0075 и 0.0065 ppm соответственно. По результатам микрозондового анализа видно, что именно на эти образцы приходится максимальное количество обнаруженных золотин.

В результате выполнения данной работы обнаружено золото в свободной форме. Пробность золота высокая, преобладает от 850 до 960. Определен состав сопутствующих минералов. С помощью атомно-абсорбционного анализа определено содержание золота во всех имеющихся образцах, оно варьирует от 0.0032 – до 0.0075 в среднем составляя примерно 0.0053 г/т. По результатам настоящего исследования можно сделать предварительные выводы о перспективах участка. Тяжелые фракции в 9 из 15 отобранных проб базальтов свиты ветреного пояса обогащены самородным золотом, но его концентрации не достаточны для промышленной отработки. Для более точных оценок необходимо дополнительное системное опробование.

*Исследования выполнены в ресурсном центре СПбГУ и на кафедре ГМП ИИ Института Наук о Земле. Авторы признательны ОАО «Росгеология» за предоставленные образцы и материал по данной площади.*

#### Список литературы

1. Карбасников М.Н. Ветренный Пояс (физико-географическое описание). Труды по географии Севера европейской части СССР, 1940, вып. 1.
2. Васильева В.В. Отчёт по теме: «Оценка прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых Архангельской области», листы: Р-37, 38, 39; Q-37, 38, 39; R-39, 40. 1990, № 7562.
3. Гезин А.Е. Отчёт о результатах работ Волошовской и Ундозерской партии за 1970 г., 1971, № 897.
4. Ефремова Г.А., Собикова Т.Е. Отчёт по теме: «Составление структурно-формационной карты масштаба 1:200 000 Ветреного Пояса и его обрамления», листы: Р-37-I, II, III, VII-X, XIV, XV. Янгорский отряд, 1982-83 гг., 1983, № 5856.
5. Ершов Л.А., Боровикова С.С., Главатских С.П., Ефремова Г.А., Черемхина Г.М. Отчет по теме: «Подготовка геофизической и геохимической основ масштаба 1:200000 с целью оценки ресурсного потенциала золота в пределах восточной части Балтийского щита (Архангельская область)», 2007–2010 гг.
6. Ефремова Г.А., Собикова Т.Е., Савченкова В.В. Отчёт по теме: «Составление прогнозно-металлогенической карты геосинклинальной структуры Ветренный Пояс в масштабе 1:200 000», листы: Р-37-I, II, VII-IX, XIV-XVI. Янгорский отряд, 1984–1985 гг., 1985, № 6589.

## ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЖИЛЫ «ОСИНОВАЯ» КЕДРОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (МУЙСКИЙ РАЙОН, РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ)

Бондарь Д.Б., Полеховский Ю.С.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, geolog.bondar@yandex.ru

**Введение.** Кедровское золоторудное месторождение располагается на востоке Республики Бурятия в Муйском районе. На месторождении недостаточно разработаны поисковые признаки для поиска перспективных золоторудных объектов. Жила «Осиновая» с золото-сульфидной минерализацией является эталонной для Кедровского рудного поля (Намоллов и др., 1991), поэтому изучение типоморфных особенностей рудных минералов, их состава и последовательности образования необходимо для разработки поисковых признаков оруденения.

Кедровское рудное поле расположено на стыке интенсивно дислоцированных метаморфизованных карбонатно-терригенных пород кедровской толщи среднего рифея, прорывающих их пород кедровского габбро-анартозитового комплекса верхнего рифея и конкудёро-мамаканского гранитоидного комплекса карбона.

**Характеристика жилы.** Жила выполнена светло-желтым и молочно-белым кварцем и приурочена к тектоническому разлому. Угол падения жилы 20–40°. Мощность колеблется от 10 см до 3 м. Объемная доля сульфидов в жиле составляет до 10%. Практически на всех горизонтах присутствуют пирит

и галенит, за исключением нижних горизонтов, где пирит развит не повсеместно. Крупные скопления сфалерита, пирротина и марказита присутствуют лишь на отдельных горизонтах. На разных горизонтах изменяется количество сульфидов и их размерность. По составу руды относятся к золото-кварцевому умеренно-сульфидному типу. Среднее содержание золота 13,2 г/т, серебра – 31,8 г/т (Ильченко и др., 2014).

**Минералогическое исследование.** При изучении взаимоотношений минералов устанавливается, что пирит выполняет трещины в рутиле и выделяется в кварцевых прожилках секущих рутил. Пирит встречается, как в виде собственных зерен, так и в виде реликтов в халькопирите. Часто в нем наблюдается морфологическая зональность в виде большого количества включений нерудных минералов в центральных частях зерен пирита. Далее развивается полиметаллическая ассоциация (рис. 1), в которую входят галенит, моноклинный пирротин, безжелезистая разновидность сфалерита – клейофан, халькопирит, тетраэдрит и самородное золото. Интересен состав тетраэдрита (рис. 2), т.к. он является серебросодержащим и всегда содержит порядка 2,5 атом. % серебра.

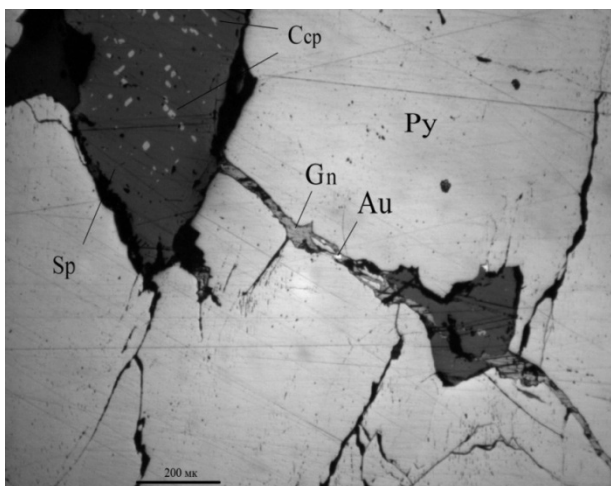


Рис. 1. Галениновый прожилок со сфалеритом, халькопиритом и самородным золотом в пирите

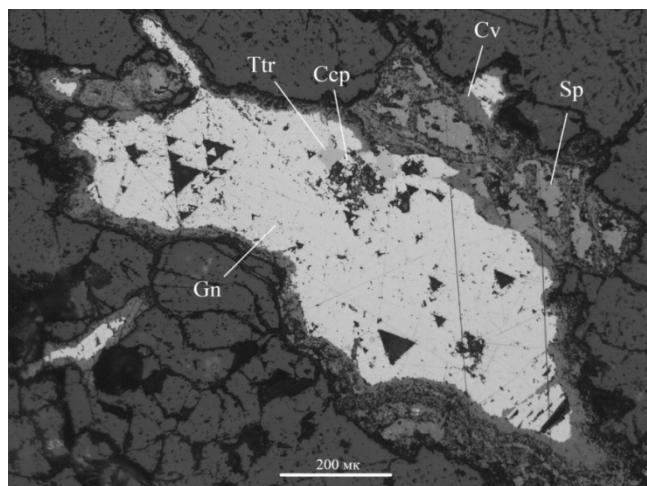


Рис. 2. Блеклая руда в сростке с халькопиритом в галените

В стадию низкотемпературных изменений входят развитие титанита по рутилу, ковеллина по сфалериту и марказита по пирротину с образованием структур типа птичий глаз. При гипергенных изменениях англезит развивается по галениту, гидроокислы железа по пириту, а также самостоятельно и лейкоксен (минеральный агрегат) по титаниту.

Выделяется несколько стадий образования золота:

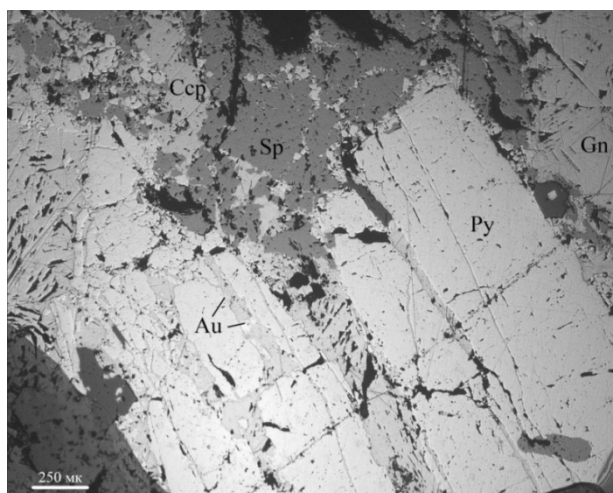
Первая генерация золота (рис. 3) – прожилковая, характеризуется низкой пробностью (Au 42 атом. %, Ag 58 атом. %), т.е. фактически является электрумом. Находится в прожилках со сфалеритом, халькопиритом и галенитом, но отчетливо тяготеет к последнему.

Золото второй генерации (рис. 4) развивается по прожилкам в пирите и цементирует его фрагменты, при этом оно более высокопробное (до 65 атом. % Au). Его отличительной особенностью являются также примеси ртути и железа, порядка 3 атом. %.

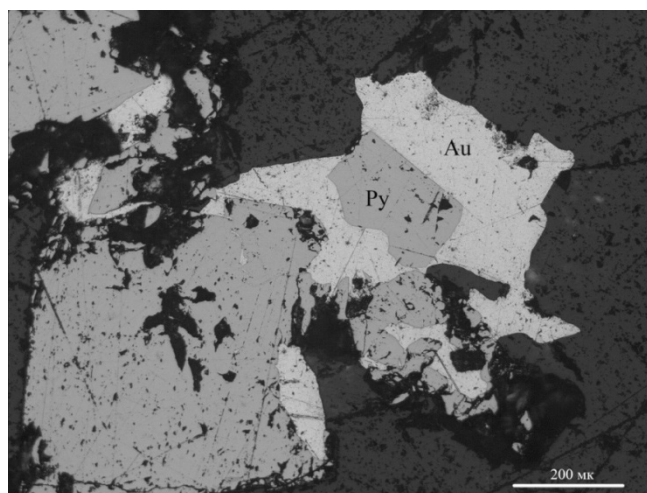
Также самородное золото (рис. 5) встречено в сростании с неизвестным сульфидом золота и серебра  $Au(Ag,Fe,Pb)S_2$  (возможно новым минеральным видом). Оно без примеси ртути и отличается по пробности от прожилкового. Вполне вероятно, что это другая стадия образования золота, но пока недостаточно данных, чтобы считать ее доказанной.

По результатам минералогического исследования шлифов были получены данные о морфологических особенностях рудных минералов, их взаимоотношениях и определена последовательность минералообразования (табл. 1).

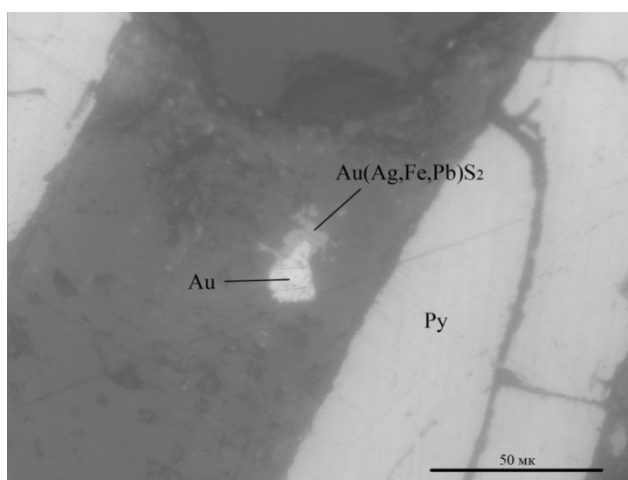
**Томографическое изучение распределения золота.** При изучении распределения золота с помощью томографа SkyScan 1172 получены следующие данные: в основном золото расположено по периферии зерен пирита, реже в центральных его частях и свободное в кварце (рис. 6). Это служит ещё одним подтверждением различных генераций золота.



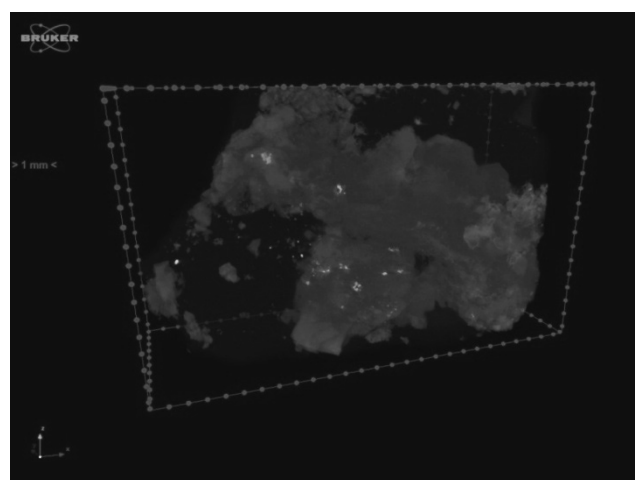
**Рис. 3.** Самородное золото в галенитовых прожилках в пирите



**Рис. 4.** Ксеноморфное золото, цементирующее пирит



**Рис. 5.** Генерация самородного золота в сростке с неизвестным сульфидом золота и серебра  $\text{Au}(\text{Ag,Fe,Pb})\text{S}_2$



**Рис. 6.** Самородное золото (желтое) в пирите (красно-желтое) с кварцем (синяя масса)

**Таблица 1.** Стадии минералообразования

Стадия	Минералы
0	Ильменит(?) + Циркон
1	Рутил
2	Пирит
3	(а) Пирротин (мон.) + Халькопирит + Сфалерит (клеюфан) (б) Галенит + Тетраэдрит + Самородное золото 1
4	Самородное золото 2 + 3(?)
5	Титанит + Ковеллин + Марказит
6	Англезит + Гидрогематит + Лейкоксен

**Геохимические особенности жилы «Осиновая».** Производилась статистическая обработка данных, полученных при анализе 170 мономинеральных фракций по 2 и 10 грамм. Все пробы были проанализированы на 29 элементов методом ICP-OES (Varian 735) с разложением проб в смеси азотной и соляной кислот, а пробы по 10 грамм также были проанализированы на золото и серебро методом AAS.

Для галенита мы использовали результаты анализов по следующим элементам: Au, Ag, Cu, Fe, Sb, As (табл. 2, 3; рис. 7, 8). Было отмечено, что Au и Ag, обладают положительной связью с Cu, Fe, Sb, что, скорее всего, связано с тетраэдритом, образующим сростания с зернами галенита. Отсутствие же положительной корреляции мышьяка в выборке с золотом и серебром, возможно, связано с различными генерациями минералов, содержащих мышьяк (блеклые руды и арсениды?), или отсутствии тетраэдрита в сростках с галенитом в данных пробах. Повышенные содержания Cu, Fe, Sb, As(?) могут быть поисковым признаком на золото-серебряную минерализацию.



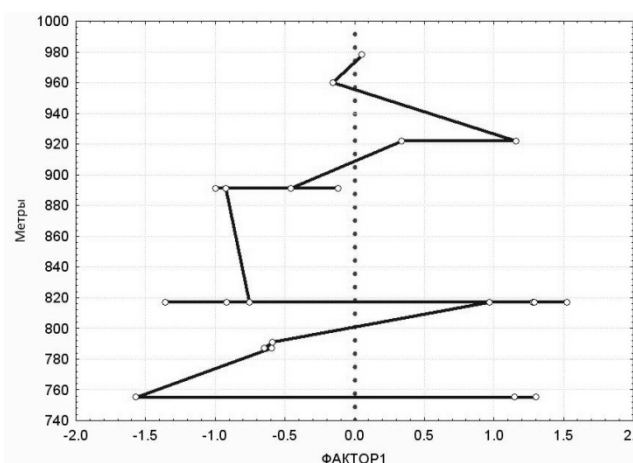


Рис. 7. Распределение значений фактора 1 по разрезу жили. К табл. 2

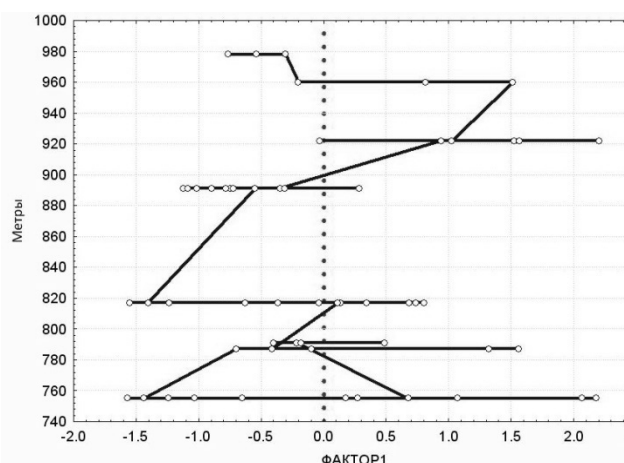


Рис. 8. Распределение значений фактора 1 по разрезу жили. К табл. 3

Для пирита использованы результаты анализов по следующим элементам: Au, Ag, Ni, Co, As, Cu, Zn (табл. 4; рис. 9). Полученные данные свидетельствуют, что золото либо отрицательно коррелирует с Ni, Co, As, Cu, либо положительно с Ag, Ni, Cu, Zn. Это может служить подтверждением минераграфических наблюдений о том, что золото, отвечающее фактору 1 – относится к более поздней популяции (самостоятельное золото), а золото, отвечающее фактору 2, к ранней и отвечает полиметаллической ассоциации.

Таблица 2. Положительная связь Au и Ag с Cu, Fe, Sb. Факторная нагрузка элемента на фактор >0.43. 19 наблюдений

Элемент	Фактор 1
Au	0.68
Ag	0.85
As	-0.07
Cu	0.78
Sb	0.63
Fe	0.58

Таблица 3. Фактор 1, по всей видимости, отвечает блеклым рудам, фактор 2 – арсенидам (?). Факторная нагрузка элемента на фактор >0.27. 50 наблюдений

Элемент	Фактор 1	Фактор 2
As	0.52	0.71
Cu	0.74	-0.37
Sb	0.60	-0.59
Fe	0.77	0.33

Таблица 4. Фактор 1, по всей видимости, отвечает более поздней популяции золота, а фактор 2 – более ранней. Факторная нагрузка элемента на фактор >0.47. 18 наблюдений

Элемент	Фактор 1	Фактор 2
Au	-0.81	0.50
Ag	-0.32	0.74
As	0.65	0.12
Co	0.72	0.34
Cu	0.47	0.60
Ni	0.80	0.47
Zn	0.14	0.54

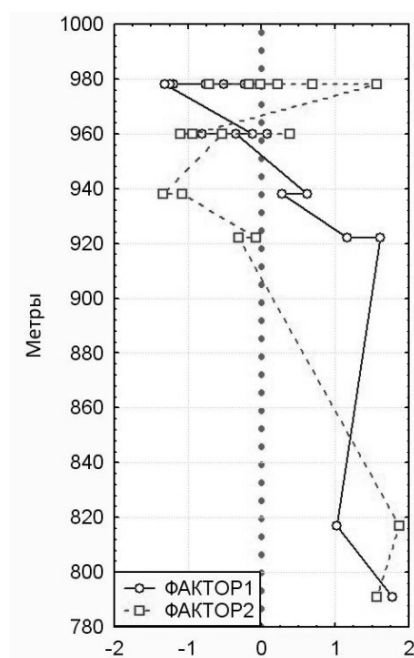


Рис. 9. Распределение значений факторов 1 и 2 по разрезу жили. К таблице 4

### Список литературы

1. Ильченко В.О., Клепиков А.В., Попов Г.Г. и др. Поисково-оценочные работы на участках Кедровского золоторудного месторождения в 2013 г. Отчет. ООО «Теллур С-В», Санкт-Петербург, 2014. 158 с.
2. Намолов Е.А., Матвейчук А.А., Андреева В.С. и др. Отчет о поисково-разведочных работах Багдаринской партии на рудное золото. Иркутск, 1991. 190 с.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ЭЛЬМУССКОЙ СТРУКТУРЫ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Дмитриева А.В.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, dmitrievaa-v@yandex.ru

**Введение.** Эльмусская структура, расположенная в центральной Карелии, сложена архейскими и протерозойскими образованиями. Архейские зеленокаменные лопийские толщи вытянуты в меридиональном направлении и имеют крутое падение. Они представлены метабазами, туфами, сланцами и коматититами семчереченской свиты, кислыми и средними вулканогенно-осадочными образованиями бергаульской свиты. Лопийские толщи прорываются телами ультрабазитов, габброидов, дайками риодацитов, гранитоидами и санукитоидным массивом.

Архейские образования перекрываются протерозойскими (сариоллийскими и ятулийскими) отложениями, образующими небольшие синклинальные структуры.

В районе Педролампи метабазальты нижней части разреза прорываются порфировыми дайками. Вблизи контакта с ятулийскими кварцевыми конгломератами развиты альбит-карбонат-хлоритовые сланцы и аркозовые песчаники, в которых также встречаются крупные обломки и будинированные овальные тела Na-риодацитов и кварцевых жил разного размера. На участке Гавшламная (южнее оз. Педролампи) серицит-хлоритовые сланцы по туфам средних и основных пород прорываются телами габброидов. В районе ручья Талпус туфогенно-осадочная толща бергаульской свиты, содержащая прослои вкрапленных и массивных колчеданных руд, прорывается гранитным интрузивом, возможно, представляющим собой апофиз более крупного массива.

**Геохимические особенности интрузивных пород и рудная минерализация.** Лопийские толщи прорываются архейскими интрузивными телами *ультрабазитов* (Столбовая гора), *габбро* (Гавшламная), *Na-Ca гранитами* и *диоритами* (массив Орехозерский) и сопутствующими им дайками, *гранит-порфирами* (массив Талпус), 4) *санукитоидами* (Эльмусский массив) 5) *Na-K-гранитами* (восточнее оз. Пунозеро и в центральной части структуры) и различными кислыми дайками.

Дайки архейских *габбро* (Гавшламная) прорывают метабазаальты. Рассланцевание и изменения вмещающих пород и габбро приурочены к меридиональной шир-зоне. Изменения представлены ассоциацией лиственитов (карбонаты, хлорит, серицит, альбит, кварц), эпидозитов и секутся кварцевыми жилами. Метасоматиты выделяются по повышенным содержаниям Li, Rb, Sr, As (4,1%), Cu (280 ppm), Sb (60 ppm), W (63 ppm), появлению вкрапленности мелких кристаллов арсенопирита (табл. 1). Арсенопирит ассоциирует с пирротитом, халькопиритом, рутилом. Реже встречаются ульманнит, герсдорфит, кобальтин, шеелит, галенит, в арсенопирите – тонкое золото.

**Орехозерский массив** (ТТГ-серия) представлен гранитами, диоритами и дайками гранит-порфиров. Диориты содержат  $\text{SiO}_2$  68,67%,  $\Sigma \text{alk}$  6,3 (Na>Ca>K), их изменения сопровождаются образованием эпидота, альбита, серицита по плагиоклазу, хлорита по биотиту. В ореоле массива развиты порфировые дайки. Диориты и дайки имеют близкий состав, они содержат  $\Sigma \text{REE}$  130–98 ppm, Li 29–15, Rb 92–46, Zr 74–86, Cu, Zn до 18–51 ppm, Pb 2,2–11,5, Sb 2–3, W 0,3–1,4, Mo 0,3–0,47 ppm (табл. 1, рис. 1). Концентрация As повышается локально в зонах изменений: от 2–64 в диоритах, до 235–325 ppm в дайках западного экзоконтакта массива.

**Дайки риодацитового состава** (Na-порфиры) встречаются в районе Педролампи, отличаются высоким содержанием Na ( $\text{SiO}_2$  67,6–71,1%,  $\Sigma \text{alk}$  7,82%, Na>>K) и низкой концентрацией элементов-примесей (табл. 1, рис. 1), что типично для порфировых пород – дифференциатов толеитовых базальтов. Связь золото-сульфидной минерализации с ними не установлена. Au-S-оруденение приурочено к шир-зоне (вблизи контакта с ятулийскими толщами), в которой разные по составу породы изменены до лиственитов или березитов, встречаются будинированные кварцевые жилы и вкрапленно-гнездовая пиритовая минерализация. Более поздними являются турмалин-хлорит-серицит-карбонатные метасоматиты и жилы с пиритом, халькопиритом и Ag-золотом.

Таблица 1. Химический состав некоторых типов интрузивных пород Эльмусской структуры

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub> , %	49,06	67,6	71,1	68,67	75,2	76,15	75,24	73,16	75,20	51,16	50,76	58,4	64,14
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,25	0,24	0,5	0,13	0,18	0,18	0,43	0,20	0,70	1,04	0,54	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,67	15,45	15,2	15,64	12,8	12,63	12,45	14,65	14,0	5,33	12,98	15,10	14,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,94	0,48	0,66	1,3	1,13	0,48	0,81	1,65	1,08	3,62	4,72	2,0	1,41
FeO	8,04	1,11	1,11	1,9	0,52	0,89	0,86	0,57	0,72	5,74	4,75	3,0	2,01
MnO	0,183	0,04	0,024	0,039	0,025	0,025	0,036	0,033	0,025	0,226	0,162	0,105	0,061
MgO	8,58	0,87	1,03	1,52	0,62	0,26	0,40	0,25	0,67	14,00	4,86	4,94	3,13
CaO	9,08	3,4	1,29	2,38	1,72	1,36	1,10	0,29	0,29	14,42	14,60	6,13	3,36
Na <sub>2</sub> O	2,09	7,62	7,54	4,92	4,38	5,44	4,24	5,17	4,20	0,33	2,20	3,71	4,44
K <sub>2</sub> O	0,07	0,2	0,27	1,84	1,61	0,89	2,98	2,07	2,47	0,17	0,67	4,32	4,73
H <sub>2</sub> O	0,13	0,09	0,1	0,13	0,09	0,11	0,16	0,14	0,09	0,43	0,09	0,12	0,09
ппп	4,15	2,6	1,06	0,94	1,58	1,37	1,52	1,41	1,02	3,13	2,10	1,32	0,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,11	0,1	0,18	0,03	0,04	0,02	0,05	0,02	0,32	0,60	0,53	0,35
Сумма	99,84	99,82	99,72	99,96	99,84	99,83	99,99	99,87	99,98	99,58	99,53	100,2	99,83
Σalk	2,16	7,82	7,81	6,76	5,99	6,33	7,22	7,24	6,67	0,5	2,87	8,03	9,17
mg#		0,50	0,52	0,47	0,42	0,26	0,31	0,18	0,42	0,73	0,49	0,65	0,63
V ppm	266	36,3	42	–	340	12	<PO	20,41	<PO	167	185	111	72,3
Cr	213	44	42	36	46	47	37,93	23,06	120,7	512	306	201	151
Ni	150	17,6	16,7	13,7	9	12,3	11,81	6,48	52,85	247	127	68,7	65,4
Cu	89	31,6	6,5	51	14	–	8,95	10,44	32,34	11	84	33	48,7
Zn	91	7,4	6,9	18,5	17,2	22,8	117,2	54,43	32,53	123	103	78	67
As	6,5	12,5	<PO	2,2	325	21	79,95	45	910,5	7,5	18,6	12	<PO
Rb	0,73	1,36	0,68	45,8	54	30	74,9	68,55	80,1	2	16	71	124
Sr	129	105	61,3	265	75	285	141,2	201,4	76,41	440	2039	1836	1286
Y	17,5	7,5	2,65	7	10	15	14,3	10,18	18,12	32,7	25,4	19,8	14,5
Zr	9,6	130	140	86	80	196	169,9	227,5	199,8	87	39,4	155	265
Nb	2,2	1,7	2,1	7,2	5	9,3	12,71	11,91	14,13	4,9	3,71	5	9,8
Mo	0,33	0,55	0,44	0,47	0,36	1,87	2,81	1,45	2,32	0,72	0,57	0,85	1,35
Ag	0,04	1,25	0,28	<PO	<PO	0,14	0,51	0,61	0,79	0,2	0,23	<PO	<PO
Sn	0,53	<PO	<PO	1,4	1,3	1,96	3,37	3	3,15	1,5	1,57	0,6	0,44
Sb	11,4	2,3	1,57	<PO	2,1	3,14	4,59	2,44	8,87	0,4	0,35	0,62	0,44
Te	0,55	<PO	<PO	0,01	0,05	0,06	2,64	3,5	3,8	1,3	1,14	0,2	<PO
Ba	30,5	139,4	125,3	562	327	337,4	720	705,3	712,2	71	623	4291	2560
Ta	0,19	0,22	0,21	1,15	0,57	1,1	0,73	0,26	0,82	0,3	0,1	0,41	0,75
W	0,79	0,97	0,68	0,2	0,31	0,8	1	1,01	1,85	0,72	0,78	0,44	0,62
Pb	4,4	5,6	2,8	11,5	4,1	73	2,81	11,07	10,27	11,7	11,4	36,6	58,2
Bi	<PO	0,06	0,1	0,01	0,02	0,06	0,25	0,63	0,6	0,3	0,2	0,21	0,42
Th	0,28	6,44	3,97	4,8	9,2	13	10,98	6,4	14,14	6,9	3,32	13	40,4
U	0,08	1,2	0,86	1,15	1,83	2,46	2,02	1,87	3,66	2,3	0,44	2,5	6,3
ΣREE	30	38	43	112	98	248	236	51	140	541	778	584	526
№ обр.	397	П-3	П-5	П-10	П-11	П-9	402/6	405	402/4	380	382/1	270	263

Примечание: 1 – измененные габбро (Гавшланоя); 2-3 – Na-плагиопорфиры (Педролампи); 4-5 – Орехозерский массив (4 – диориты, 5 – порфировые дайки); 6-9 – массив Талтус (6 – альбитизированный гранит-порфир; 7-8 – гранит-порфиры; 9 – измененные граниты с арсенипитом). 10-13 – Эльмусский массив (10 – пироксенит, 11 – габбро, 12 – монцодиорит, 13 – кварцевый сиенит). <PO – ниже предела обнаружения, прочерк – нет данных.

**Талтусский массив** расположен в центральной части Эльмусской структуры, вытянут в субмеридиональном направлении, представляет собой небольшое интрузивное тело, сложенное гранит-порфирами. Интрузив прорывает лопийские толщи бергаульской свиты, возраст его составляет 2861±10 млн лет (Иванов, Лохов, 2015) и близок возрасту Карташинского массива (2810±60, Лобач-Жученко, Левченков, 1985). Граниты сопровождаются кварцевым штокверком. Содержание SiO<sub>2</sub> в них ~ 75%, Σalk=7,2–6,7% (Na>K>Ca), сумма REE варьирует в пределах 248–190 ppm, магнезиальность пород (mg#) низкая – 0,18–0,31 (табл. 1, рис. 1). В измененных гранитах в кварцевом штокверке магнезиальность снижается до 0,12–0,17, сумма щелочей колеблется от 4,8 до 1,6%, уменьшается содержание редких земель от 140 до 65–23 ppm, а также Rb, Sr, Y, Zr и Ba. Кварцевые жилы имеют простирание с аз. 1) 290–295° СЗ, 2) 320–330° СЗ, 3) 45–50°, реже 30° СВ. Их мощность колеблется от 5–15 см до 1–2 мм. В штокверке относительно менее измененных гранитов отмечается увеличение As, Pb, Zn, Cu, Sb, Ag. Характер изменений гранитов в центральной части штокверка кварц-серицитовый, во внешнем ореоле развиты эпидот, кальцит, хлорит. В альбандах кварцевых жил образуется галенит-арсенипитовая минерализация, которая сменяется арсенипит-сфалерит-халькопирит-пиритовой на удалении. Растворы, сопровождающие становление гранитов, оказали существенное влияние и на вмещающие толщи, и колчеданные руды, расположенные восточнее массива. Во вмещающих породах в ореоле гранитного массива по зонам рассланцевания формируются альбит-серицит-кварц-карбо-

нат(кальцит-анкерит)-хлоритовые метасоматиты. Рудная минерализация представлена вкрапленностью арсенопирита с пирротинном, наложенная прожилковая ассоциация представлена сульфидами (пирит, пирротин, халькопирит, галенит), встречаются Cu-, Pb- и Ag-сульфосоли и золото (Олейник и др., 2013).

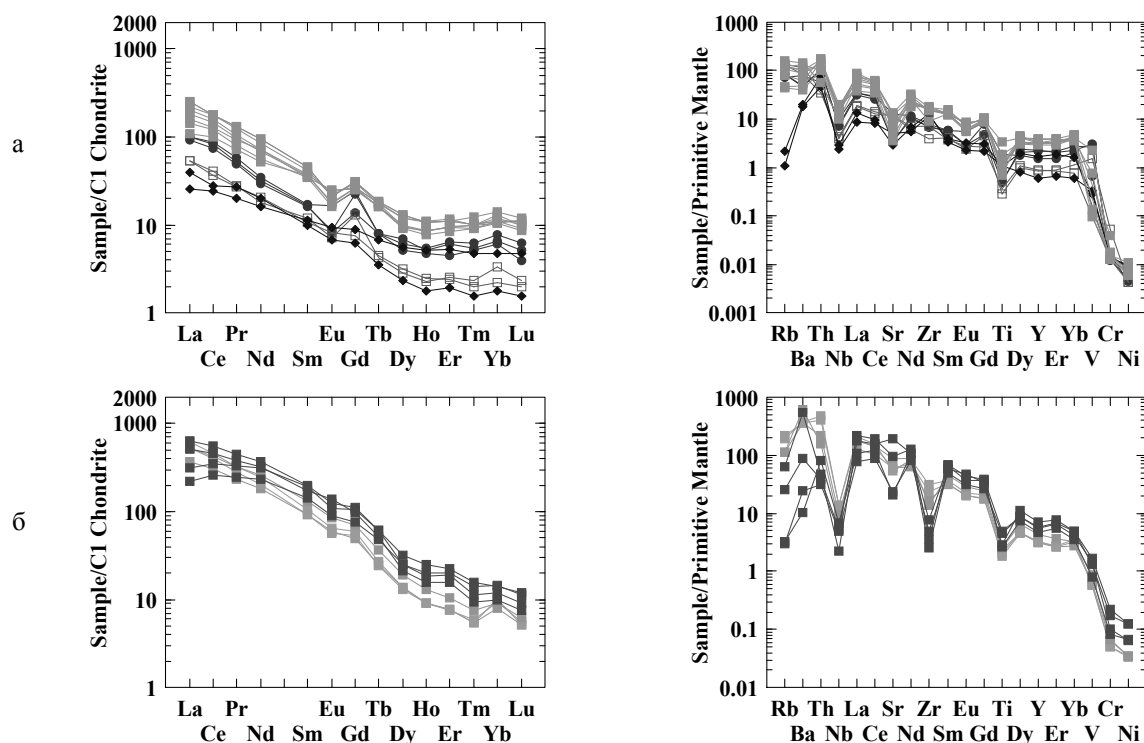


Рис. 1. Распределение REE и спайдерграммы для гранитов и порфировых даек Эльмусской структуры, нормированные к хондриту и примитивной мантии по (Sun, MacDonough, 1989)

А: ■ – гранит-порфиры Талпусского массива, ● – диориты Орехозерского массива и дайки в его ореоле, ◆ – Na-порфиры (Педролампи), □ – граниты центральной части Эльмусской структуры. Б: Эльмусский массив: ■ – метапироксениты и габбро (I-я фаза), ▨ – монцодиориты, кварцевые сиениты (II-я фаза)

**Эльмусский санукитоидный массив** ( $2741 \pm 7$  млрд лет, Bibikova et al., 2005) образует вытянутое в СВ направлении тело в ЮЗ части структуры, сложен метапироксенитами и габбро 1-й фазы, представленными в незначительном объеме в северо-западной части интрузива, и монцодиоритами и кварцевыми сиенитами 2-й фазы. Кислые дифференциаты массива характеризуются высокой магнезиальностью (0,60–0,68) при содержании  $\text{SiO}_2$  58,0–64,14% и сумме щелочей 7,96–9,47% (табл. 1). Отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  изменяется от 0,78 до 1,64. Породы обеих магматических фаз отличаются высокими содержаниями REE и высокой степенью дифференцированности, обогащены как совместимыми, так и несовместимыми элементами, что является характерной чертой санукитоидных комплексов (рис. 1). С метапироксенитами и габбро связана вкрапленная апатит-титанитовая и поздняя наложенная сульфидная минерализация (пирит, халькопирит, реже пентландит). Более поздняя Th-REE-минерализация отмечается в породах обеих магматических фаз. Для кислых дифференциатов 2-й фазы характерно повышенное содержание Th (до 40,4 ppm). Торит в монцодиоритах и сиенитах встречается достаточно часто, ассоциирует с бастнезитом, апатитом, титанитом и эпидотом. Содержание редких земель в породах Эльмусского массива варьирует от 778 до 399 ppm. Лантаноиды фиксируются в составе ортита, Се-эпидота и более поздних REE-содержащих F-карбонатов. В породах 2-й фазы встречаются акцессорные шеелит, молибдошеелит и галенит. Благороднометальная минерализация в ореоле массива не установлена.

**Выводы.** Метаморфизм вмещающих толщ не превышает зеленосланцевой фации. Изменения пород и благороднометальное оруденение Эльмусской структуры связаны с формированием интрузивных тел (гидротермально-метасоматические) и метаморфогенно-метасоматическими процессами, происходящими при формировании шир-зон. С Талпусским гранитным массивом связана арсенопиритовая малозолотоносная минерализация. В штотверке относительно менее измененных гранитов наблюдается увеличение As, Pb, Zn, Cu, Sb, Ag и прямая корреляция этих элементов. Богатой рудной минерализации с Эльмусским санукитоидным массивом не выявлено.

### Список литературы

1. Иванов Д.В., Лохов К.А. Первые данные о U-Pb возрасте цирконов из гранитного массива Талпус (Эльмусская площадь, центральная Карелия) // Материалы IV Междун. науч.-практ. конф. молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. СПб. 2015. С. 431–435.
2. Лобач-Жученко С.Б., Левченков О.А. Новые данные по геохронологии Карелии // Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1985. С. 5–26.
3. Олейник И.Л., Кулешевич Л.В., Лавров О.Б., Иванов Д.В. Рудно-формационные типы и минеральные ассоциации золоторудных объектов Эльмусской площади // Материалы межд. конф. «Золото Фенноскандинавского щита». Петрозаводск. 2013. С. 141–145.
4. Bibikova E.V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons. Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ УЧАСТКА СЕВЕРНЫЙ КАМЕННИК ЗАПАДНО-ПАНСКОГО МАССИВА

Иванов А.Н., Корчагин А.У.

Геологический институт КНЦ РАН, Анатимы, aniva51@mail.ru

**Введение.** Пачка линзовидно-ритмичного чередования пироксенитов, норитов, габброноритов, лейкогабброноритов и анортозитов, или Нижний расслоенный горизонт (НРГ), протягивается практически по всей длине Западно-Панского раннепротерозойского интрузивного габброноритового массива (ЗПМ), расположенного в центральной части (рис. 1) Кольского полуострова (Латыпов, Чистякова, 2000). На участке Киевей в пределах НРГ разведано одноименное Pt-Pd малосульфидное месторождение (Корчагин и др., 2009), представленное рудными телами, которые располагаются над базальным пироксенитовым маркером и приурочены к ритмам горизонта. На участке Каменник, который является западным продолжением НРГ, установлены существенные фациальные вариации как в стратиграфической последовательности слагающих горизонт пород, так и в распределении рудных тел по разрезу.

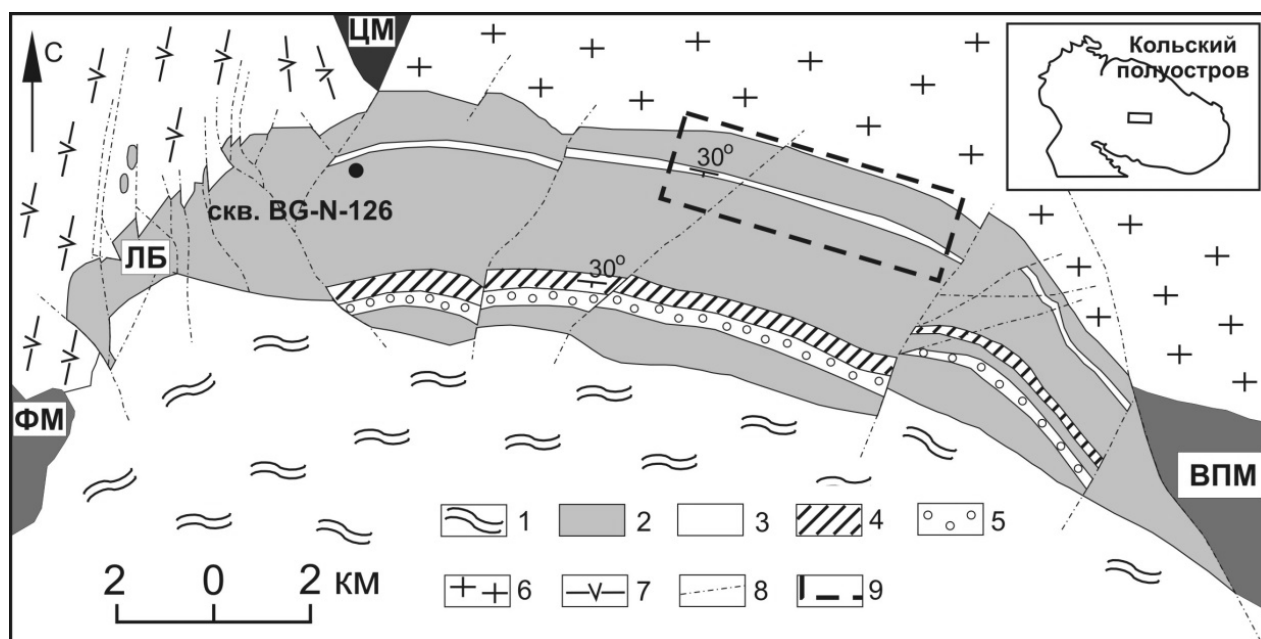


Рис. 1. Упрощенная схема геологического строения Западно-Панского массива

Условные обозначения: 1 – вулканогенно-осадочные породы зоны Имандра-Варзуга; 2 – породы Западно-Панского массива, преимущественно габбронориты; 3 – породы НРГ; 4 – верхний расслоенный горизонт; 5 – породы оливинового горизонта; 6 – щелочные граниты массива Белых тундр архейского возраста; 7 – диорито-гнейсы архейского возраста; 8 – разрывные нарушения; 9 – граница участка месторождения Киевей. ЦМ – Цагинский габбро-анортозитовый массив архейского возраста; Федорово-Панский комплекс: ФМ – Федоровотундровский массив, ЛБ – Ластяврский блок, ВПМ – Восточно-Панский массив.

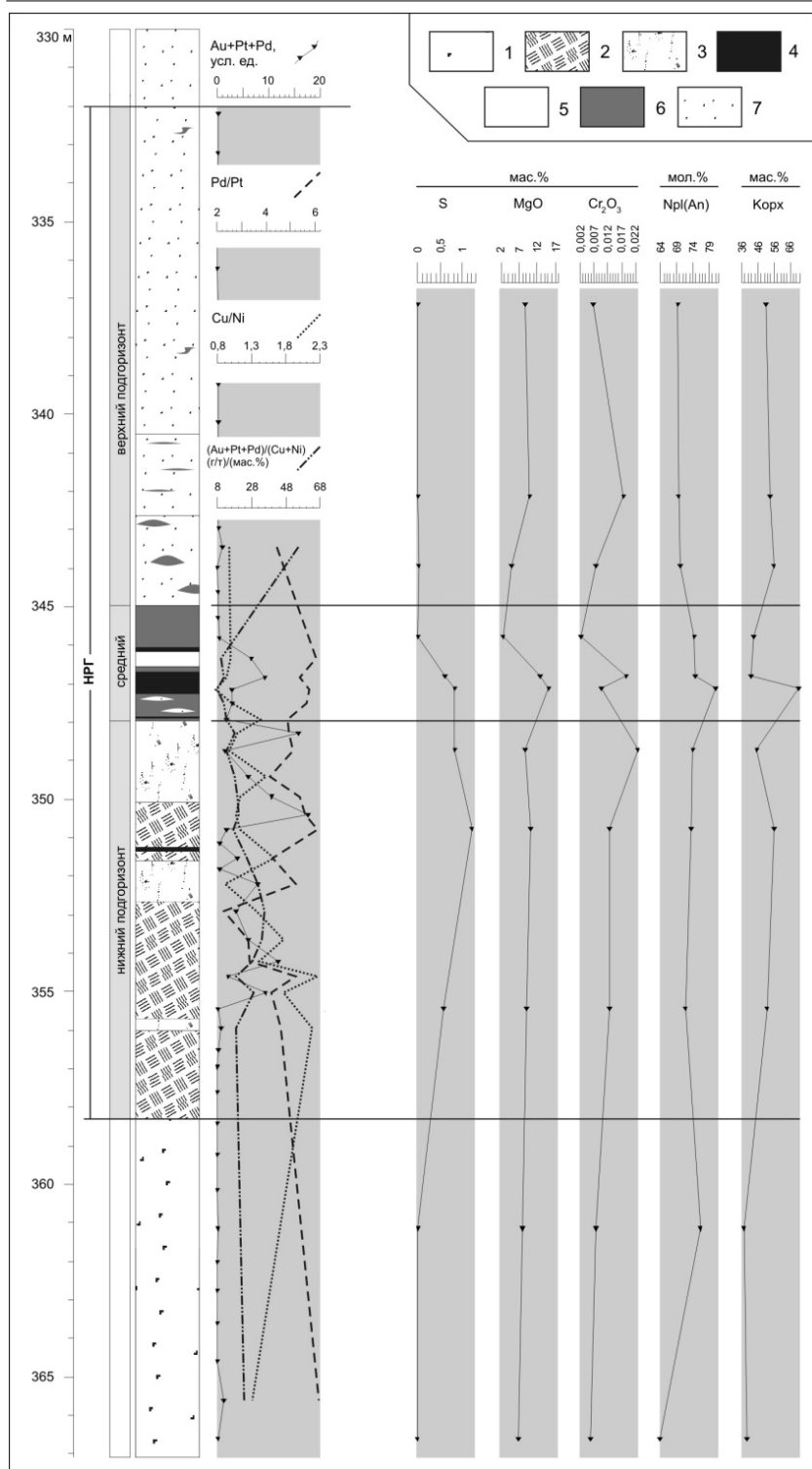
**Геология, петрография и петрохимия НРГ.** Разрез НРГ по скважине 126 приведен на рис. 2. Подстилающая толща, как и на месторождении Киевей, представлена габброноритами  $\text{pabC}$ , в которых клинопироксен преобладает над ортопироксеном. Снизу вверх по разрезу можно выделить нижний, средний и верхний подгорizontы. *Нижний подгорizont* мощностью примерно 10 м характеризуется преобладанием габброноритов  $\text{pabC/pbaC}$  такситовой текстуры, обусловленной широкими вариациями зернистости пород (от мелко-среднезернистых до пегматоидных). Такситовые габбронориты чередуются с относительно массивными, образующими прослой мощностью от 0,3 до 2 м. Большую часть трехметрового *среднего подгорizontа* составляют лейкократовые породы  $\text{pC}$ , представленные мелко-среднезернистыми лейкогабброноритами или лейкогаббро. Важную роль в подгорizontе играют оливиновые нориты и габбронориты  $\text{pbC}$ , образующие прослой до 0,5 м. Отмечается прослой крупно-среднезернистых пойкилитовых габброноритов  $\text{pabC}$ . *Верхний подгорizont* мощностью около 13 м сложен преимущественно среднезернистыми массивными габброноритами  $\text{pbaC/pabC}$ . Он представляет собой зону постепенного «затухания» расслоенности – вблизи основания подгорizontа отмечаются прослой и пятна анортозитов размером до первых десятков см, далее вверх по разрезу мощность этих прослоев постепенно снижается до долей см. Условная кровля НРГ проводится по исчезновению сантиметровых сосюритизированных плагиоклазовых нодул в габброноритах. Пересеченная мощность горизонта в итоге составляет 26,3 м (45 м – средняя мощность на Киевее). Таким образом, НРГ на участке Каменник отличается от месторождения Киевей меньшей мощностью и по своему внутреннему строению: здесь отсутствуют контрастная ритмичность, обусловленная чередованием пород ряда пироксенит-анортозит, базальный пироксенитовый маркер, более заметной становится доля оливинсодержащих пород в разрезе. В виду вышеописанной специфики строения горизонта возникает вопрос о правильности проведенных нами границ НРГ, поскольку применявшиеся ранее признаки (контрастная расслоенность и др.) здесь не работают. Для подтверждения проведенного расчленения разреза был изучен характер скрытой расслоенности с помощью полного химического анализа пород (табл. 1) и исследования состава плагиоклаза в шести комбинированных шлифах.

Кроме того, над подошвой НРГ отмечаются, как и на других участках, повышенные концентрации хрома и значения нормативного интерпироксенового коэффициента (в среднем  $> 50$ ). Отдельного упоминания заслуживает тот факт, что максимально основные составы плагиоклаза (около 80) наблюдаются в пределах основного рудного тела на всех изученных участках (Латыпов, Чистякова, 2000), включая Каменник. Таким образом, скрытая расслоенность здесь имеет явные сходства с классическими разрезами НРГ.

**Таблица 1.** Химический состав пород НРГ и подстилающей толщи (мас.%) и некоторые петрохимические коэффициенты

	Начальные глубины керновых проб скв. 126, м										
	336,7	341,7	343,7	345,6	346,7	347,0	348,5	350,7	355,3	360,7	366,1
$\text{SiO}_2$	51,67	52,30	50,54	50,10	48,24	45,41	48,52	48,11	49,83	50,37	51,50
$\text{TiO}_2$	0,26	0,25	0,20	0,16	0,23	0,19	0,27	0,24	0,26	0,20	0,18
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16,40	15,13	22,77	25,96	13,78	13,62	15,75	15,46	16,37	18,52	18,97
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,24	0,78	0,58	0,73	1,55	3,85	2,13	2,29	2,24	0,77	1,27
$\text{FeO}$	5,03	5,33	3,26	2,28	6,14	6,80	5,75	5,82	5,23	3,68	2,63
$\text{MnO}$	0,13	0,13	0,08	0,05	0,13	0,13	0,12	0,11	0,12	0,09	0,09
$\text{MgO}$	8,86	10,24	5,13	2,79	13,01	15,45	8,99	10,46	9,33	8,26	7,10
$\text{CaO}$	12,29	12,05	12,71	14,14	12,66	9,42	12,98	11,79	12,33	15,14	12,87
$\text{Na}_2\text{O}$	1,77	1,63	2,38	2,27	1,18	0,85	1,38	1,39	1,61	1,50	2,49
$\text{K}_2\text{O}$	0,16	0,15	0,44	0,25	0,20	0,18	0,34	0,31	0,18	0,14	0,39
$\text{H}_2\text{O}^+$	0,00	0,06	0,02	0,00	0,12	0,04	0,04	0,01	0,06	0,00	0,00
п.п.п.	1,78	1,43	1,67	0,99	1,89	2,78	1,36	2,18	1,01	0,84	1,9
$\text{F}^-$	0,006	0,004	0,004	$<0,004$	0,005	0,006	0,005	0,006	0,006	0,004	0,005
$\text{Cl}^-$	$<0,004$	0,010	0,011	0,009	$<0,004$	0,011	$<0,004$	$<0,004$	$<0,004$	0,012	0,016
$\text{S}_{\text{общ}}$	0,04	0,04	0,05	0,04	0,64	0,86	0,86	1,23	0,60	0,04	0,02
$\text{Ni}$	0,02	0,02	0,02	$<0,01$	0,32	0,43	0,44	0,44	0,15	0,02	0,04
$\text{Cu}$	$<0,01$	$<0,01$	0,01	$<0,01$	0,30	0,34	0,44	0,45	0,21	$<0,01$	0,03
$\text{Co}$	0,007	0,006	0,005	0,004	0,011	0,016	0,012	0,012	0,009	0,005	0,005
$\text{CO}_2$	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	$<0,1$
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0,007	0,018	0,008	$<0,005$	0,019	0,010	0,023	0,013	0,013	0,008	0,006
$\text{V}_2\text{O}_5$	0,036	0,034	0,029	0,029	0,032	$<0,025$	0,036	0,030	0,031	0,026	$<0,025$
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
Сумма	99,73	99,62	99,93	99,81	100,42	100,4	99,46	100,37	99,6	99,76	99,51
$\text{Npl(An)}$	69,61	69,76	70,24	74,70	75,00	81,33	74,32	73,77	71,90	76,47	64,00
Корх	51,20	53,76	55,99	43,59	42,13	71,27	45,63	56,28	51,72	37,53	39,32

Примечание. Расчет петрохимических коэффициентов из норм CIPWD:  $\text{Npl(An)} = 100 \text{ An} / (\text{An} + \text{Ab})$ , мол. %; Корх =  $100 \text{ En} / (\text{En} + \text{Fs})$ , мол. %.



**Рис. 2.** Разрез НПГ по скважине 126

Условные обозначения: 1 – мелко-среднезернистые габбронориты рбаС; 2 – такситовые габбронориты рбаС; 3 – мелко-среднезернистые габбронориты рбаС с пятнами и прослоями такситов; 4 – оливиновые нориты и габбронориты рбаС; 5 – пойкилитовые габбронориты крупно-среднезернистые рбаС; 6 – лейкогаббронориты, лейкогаббро, анортозиты рС мелко-среднезернистые пятнистые; 7 – среднезернистые габбронориты рбаС и рбаС, породы содержат прослой и мелкие линзы анортозитов, а также сосюртитизированные полевошпатовые нодулы в верхней части НПГ.

По данным микрозондовых исследований плагиоклазы обладают прямой зональностью с разницей состава между ядром и каймой примерно 10 мол. % An. Ядерные части плагиоклазов из подстилающей толщи имеют более кислый состав (62 мол. % An), нежели породы НПГ (76–80 мол. % An). Нормативный состав плагиоклаза близок к реальному и варьирует в НПГ от 70 до 81 мол. % An. Из приведенных на рис. 2 вариаций видно, что нижняя граница горизонта в скважине располагается близко к точке перехода составов от лабрадора к битовниту.

**Платинометалльная минерализация.** Платинометалльное оруденение, ассоциирующее с сульфидной медно-никелевой минерализацией распределено неравномерно. Границы его распространения в целом совпадают с границами развития сульфидной вкрапленности, но иногда ЭПГ-оруденение распространяется на некоторое расстояние и за пределы видимого развития сульфидов. В сравнении с восточными участками НПГ (Киевей, Марьёк и др.), на участке Каменник имеет значительно более прерывистый характер. На Северном Каменнике рудные тела геометризуются на двух участках (Западный и Восточный рудные объекты), разделенных по простиранию перерывом 1200 м. Сульфидная минерализация в основном халькопирит-пентландит-пирротинового типа с широкими вариациями соотношения между никелем и медью. Как правило, преобладает медь (рис. 3), поэтому минерализация чаще более медистая или существенно медистая. На приведенных графиках видно, что Западный и Восточный рудные объекты явно отличаются по распределению как цветных, так и благородных металлов. Западный рудный объект более обогащен сульфидами меди и никеля, а Восточный – металлами платиновой группы. Поэтому можно предположить, что западная часть участка наиболее богата разновидностями платинометалльных фаз, но это необходимо будет подтвердить при дальнейших исследованиях.

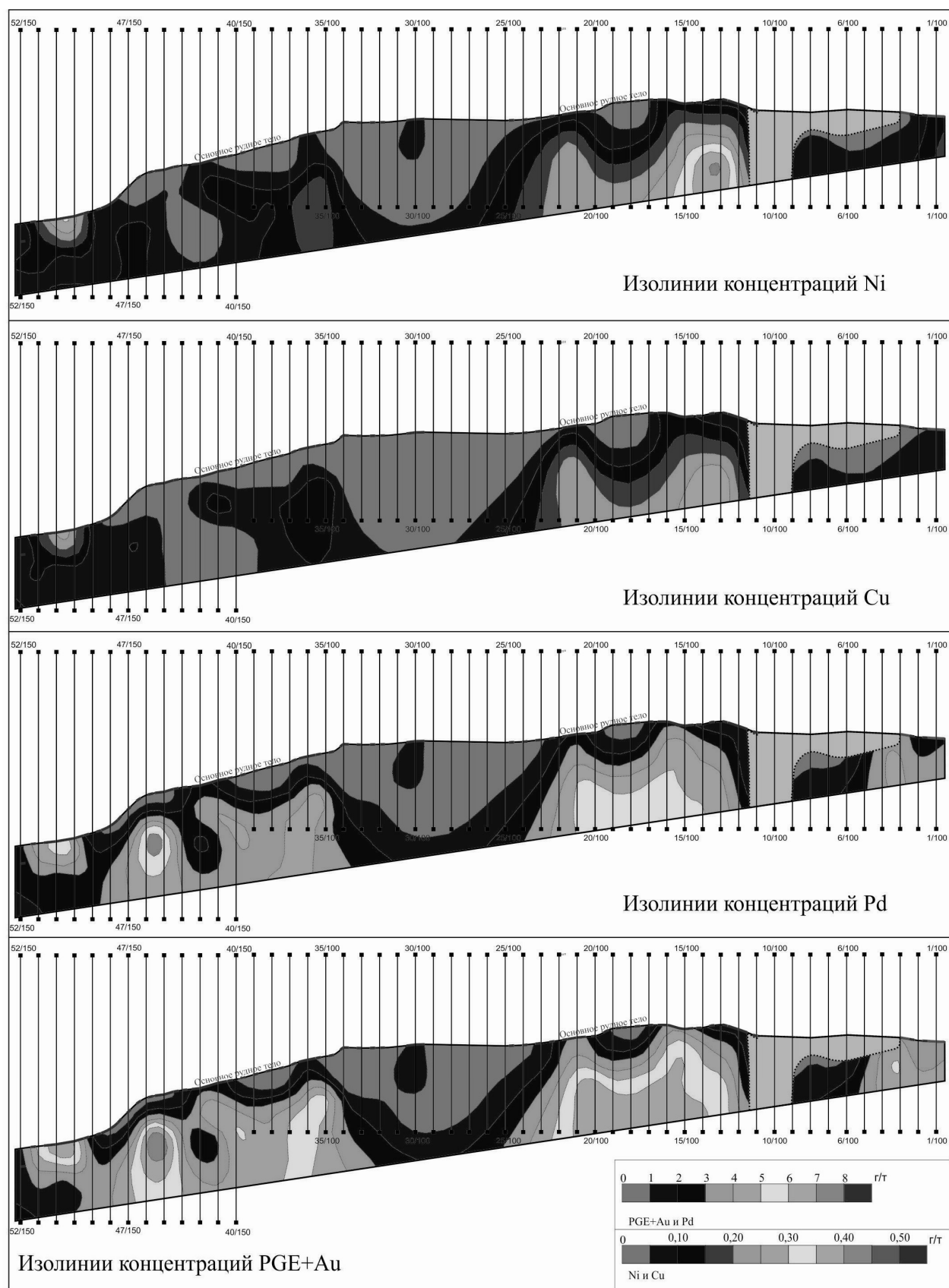


Рис. 3. Концентрации благородных и цветных металлов на участке Северный Каменник



### Список литературы

1. Корчагин А.У., Субботин В.В., Митрофанов Ф.П. и др. Платинометалльное месторождение Киевей в Западно-Панском расслоенном массиве: геологическое строение и состав оруденения // Проект Интеррег-Тасис. Сборник материалов проекта, выпуск II. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. С. 12–32.
2. Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. – Апатиты: изд. Кольского научного центра РАН. 2000. 315 с.

## ТИПИЗАЦИЯ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ОЗЕРНОЕ И ЛАГЕРНОЕ КУОЛАЯРВИНСКОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Коваль А.В., Полеховский Ю.С.

Санкт-Петербургский Государственный Университет, Институт наук о Земле, koval-geo@yandex.ru

Щелочно-карбонатные метасоматиты зон разломов широко распространены в пределах всех докембрийских щитов. Изучение их привлекает пристальное внимание исследователей в связи с приуроченностью к ним разнообразных концентраций рудообразующих элементов. Кроме того, четкий структурный контроль метасоматитов, их состав и стадийность развития имеют большое значение для прогнозной оценки геологических структур.

В пределах одного из нижнепротерозойских прогибов восточной части Балтийского щита протяженностью более 100 км изучены рудопроявления Озерное и Лагерное (рис. 1), в породах которых широко проявлены наложенные процессы щелочно-карбонатного метасоматоза (Полеховский и др., 1984).



Рис. 1А. Геологическое положение рудопроявлений Озерное, Лагерное на восточном фланге Салла-Пана-Куолаярвинской зоны (фрагмент геологической карты Фенноскандинавского щита (Koistinen et al., 2001).

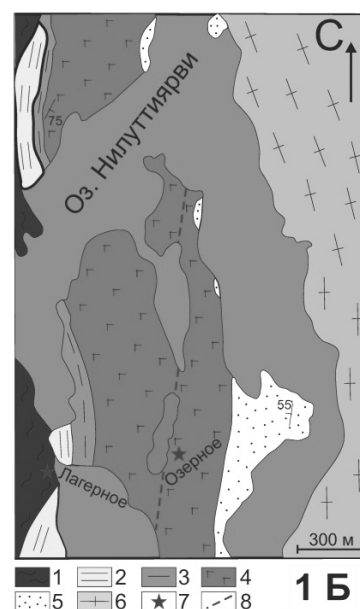
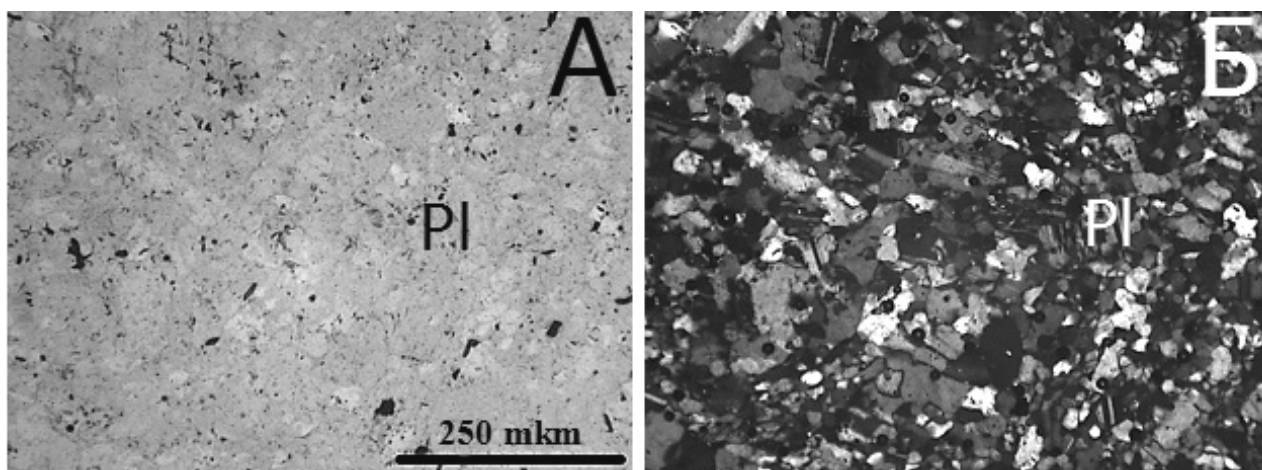


Рис. 1Б. Схема геологического строения участков Озерное и Лагерное (Калинин и др., 2013).

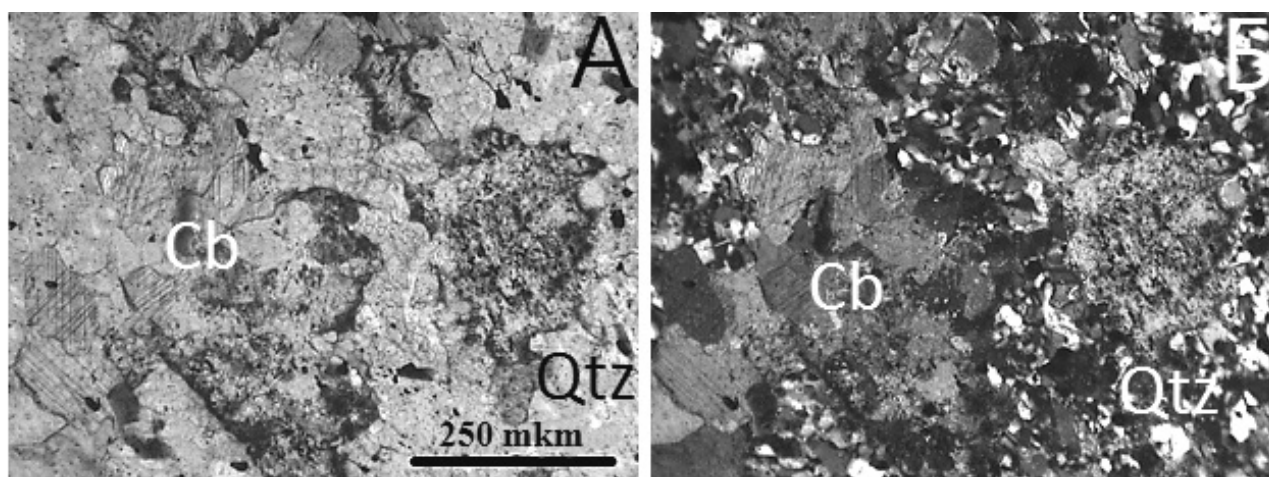
Условные обозначения: 1–3 – соваярвинская свита: 1 – биотитовые и амфибол-биотитовые сланцы, 2 – метапесчаники, кварциты, 3 – слюдяные сланцы; 4–5 – нилуттиярвинская свита: 4 – плагиоамфиболиты – основные метавулканы и метагабброиды, 5 – кварциты; 6 – гранито-гнейсы и плагиомиоклиновые граниты архейского фундамента, 7 – рудопроявления урана, 8 – тектонические нарушения

Геологическое строение района развития метасоматитов следующее. На гранитоидах и супракрустальных толщах архея в раннепротерозойское время произошло заложение и циклическое развитие краевого прогиба, выполненного осадочно-вулканогенными образованиями. В сводном стратиграфическом разрезе (суммарно мощностью более 5 км) выделяется 6 макоритмов мощностью от 550 до 1200 м, нижняя часть которых представлена осадочными и туфогенно-осадочными породами, а верхняя – вулканогенными (Стратиграфический словарь..., 1989).



**Рис. 2.** Кварц-альбитовый (Pl) метасоматит по людикийским сланцам. Шлиф №257/3-6а;  
 А – без анализатора, Б – с анализатором

Интрузивный магматизм также имеет циклический характер (Полеховский и др., 1984). С ранними этапами развития прогиба связано становление крупных субпластовых тел габброидов и гранофировых гранитов. К средним этапам приурочено внедрение пластовых тел мезо- и лейкократовых габбро-диабазов (изотопный возраст 2.1 млрд лет) и несколько позже – дифференцированных интрузий основного и ультраосновного состава. С орогенным периодом связано формирование жильных тел микроклиновых гранитов. К завершающим процессам магматизма относятся дайки габбро-норитов, кварцевых сиенитов и гранит-порфиров (изотопный возраст последних 1.6 млрд лет), прорывающих все стратифицированные породы нижнего протерозоя.



**Рис. 3.** Кварц (Qtz)-карбонатный (Cb) метасоматит по людикийским сланцам. Шлиф №257/5-16;  
 А – без анализатора, Б – с анализатором

Породы архейского фундамента повсеместно метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации высоких давлений и в значительной степени переработаны процессами ультраметаморфизма. Для осадочно-вулканогенных образований прогиба характерен высокоградиентный метаморфизм от хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации до амфиболитовой фации (альмандиновые амфиболиты). Наибольшие площади занимают породы, метаморфизованные в биотит-хлоритовой субфации зеленых сланцев и в эпидот-амфиболитовой фации; образования амфиболитовой фации развиты локально и занимают резко подчиненное положение.

Пространственное положение и форма метасоматических тел повсеместно определяются зонами разрывных нарушений, главными из которых являются продольные дизъюнктивы в полосе контакта осадочно-вулканогенных образований с породами фундамента. Наряду с этим устанавливается существенное значение флексурных изгибов, участков многократной складчатости, узлов сочленения разноориентированных разломов, оперяющих сколов и т.п.

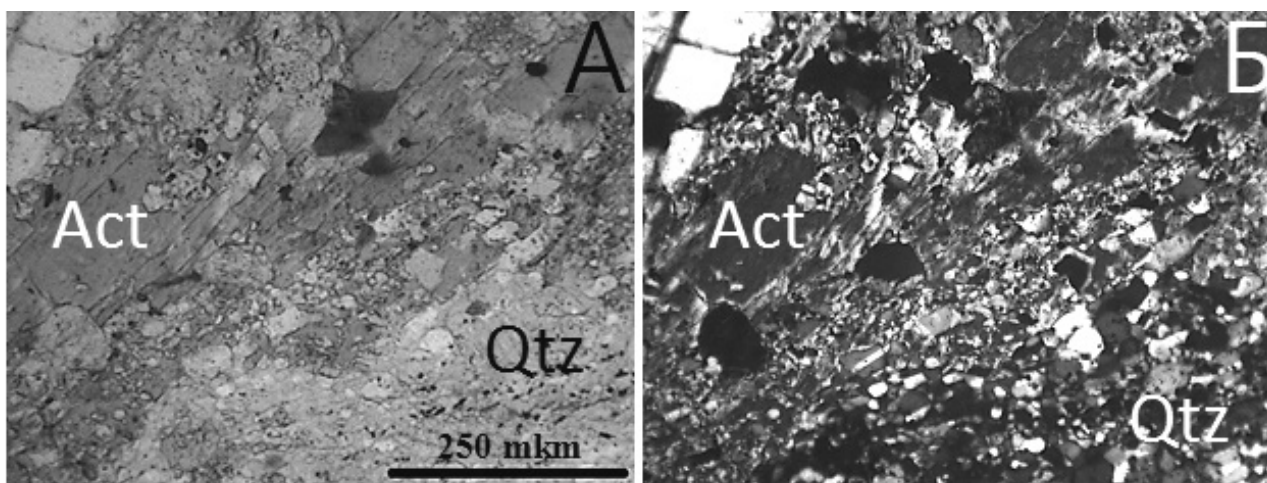


Рис. 4. Кварц (Qtz)-актинолитовый (Act) метасоматит по людиковским сланцам. Шлиф 257/2-1а;  
 А – без анализатора, Б – с анализатором.

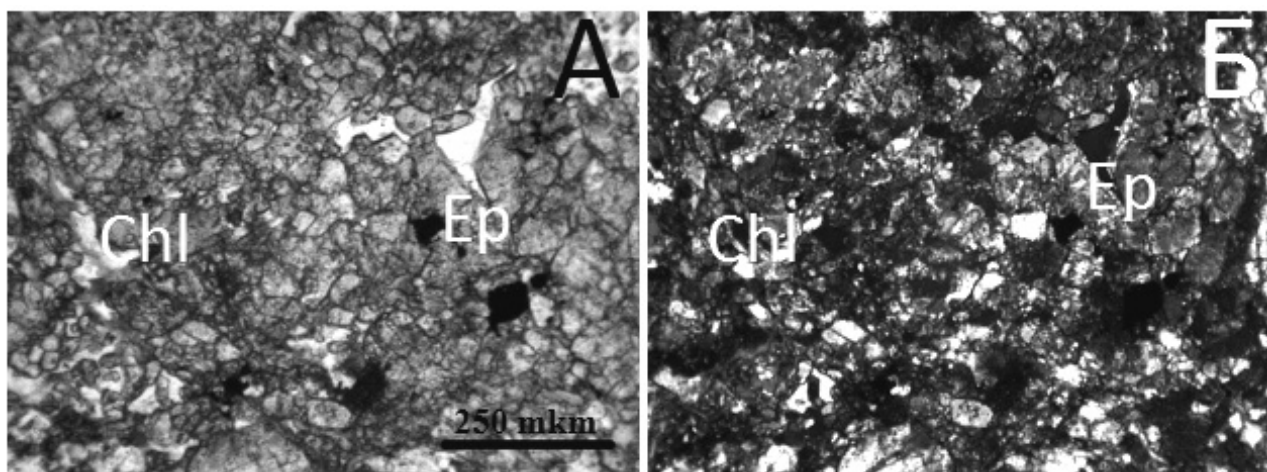


Рис. 5. Хлоритизированные (Chl) эпидиоты (Ep) по ятулийским метапесчанникам. Шлиф 190/1;  
 А – без анализатора, Б – с анализатором

Щелочно-карбонатному метасоматозу подвергаются породы всех стратиграфических уровней. Наблюдается многоэтажное распределение метасоматитов с соединяющими перемышками крутого залегания. Однако большая часть метасоматических тел располагается в пределах пачки углеродистых сланцев.

В связи с разнообразием состава пород субстрата, по которому развиваются метасоматиты, ранее здесь были выделены апогранитоидные, апокварцитовые, апосланцевые, аподиабазовые и апогаббровые метасоматиты (Полеховский и др., 1984). Состав, текстурно-структурные особенности пород субстрата, а также интенсивность процессов динамометаморфизма во многом определяют морфологические, петро- и геохимические характеристики метасоматитов.

По вышеприведенной классификации метасоматиты рудопоявления Лагерное относятся к апосланцевым, субстратом для которых были людиковийские магнетитсодержащие полевошпатовые сланцы – метаграувакки, углеродистые и углеродсодержащие слюдястые сланцы, а также метаалевролиты. Метасоматиты рудопоявления Озерное в свою очередь по составу породы субстрата являются аподиабазовыми и развиваются по метавулканитам основного состава нижнего ятулия.

Нами в ходе геолого-петрографического описания пород рудопоявлений Лагерное и Озерное выделено четыре типа метасоматитов и установлено принципиальное различие в последовательности их формирования. На участке Лагерное ранним является кремнево-щелочной Na-метасоматоз с образованием кварц-альбитовых-метасоматитов (рис. 2), а затем кремнево-карбонатный, с кварц-карбонатными (рис. 3) и кварц-амфиболовыми метасоматитами (рис. 4).

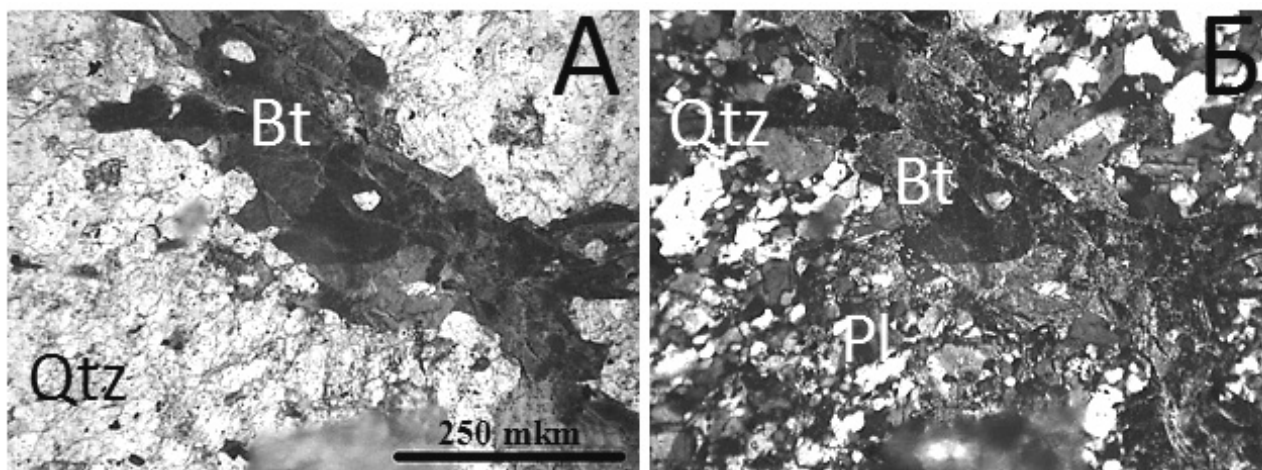


Рис. 6. Биотитизация (Bt) в альбит (Pl)-кварцевом (Qtz) метасоматите по ятулийским метапесчаникам. Шлиф 257/2-1а; А – без анализатора, Б – с анализатором

На участке Озерное также представлены интенсивно метасоматически переработанные породы, отмечается эпидотизация (вплоть до эпидозитов – рис. 5) и биотитизация (рис. 6) с последующим развитием метасоматитов щелочно-карбонатного состава.

Таким образом, устанавливается, что на участках урановых рудопроявлений Лагерное и Озерное ранними являются щелочные метасоматиты, а поздними – карбонатные, которые в ходе активизационного эпигенетического преобразования формировались по нижнепротерозойским метапородам разного состава.

#### Список литературы

1. Калинин А.А., Каулина Т.В., Серов П.А. Возраст урановой минерализации Салла-Пана-Куоляярвинской зоны (Северная Карелия). Материалы Всероссийской конференции 8-12 июля 2013 г. Апатиты. С. 72–74.
2. Полеховский Ю.С., Воинов А.С., Тарасова И.П. Структурно-литологический контроль и геохимические особенности щелочно-карбонатных метасоматитов докембрия. Сб.: Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты, изд. Кол. ФАН СССР. 1984. С. 17–25.
3. Стратиграфический словарь СССР. Нижний докембрий. Л.: Наука, 1989. 397 с.
4. Geological Map of the Fennoscandinavian Shield, scale 1:2000000 (Koistinen T., Stephens M.B. et al. Geological Services of Finland, Norway and Sweden, MNR of Russia, 2001).

## ГЕОЛОГИЯ МАЛОСУЛЬФИДНОГО ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРНЫЙ КАМЕННИК В ЗАПАДНО-ПАНСКОМ МАССИВЕ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ)

Корчагин А.У.<sup>1</sup>, Гончаров Ю.В.<sup>2</sup>, Субботин В.В.<sup>1</sup>, Грошев Н.Ю.<sup>1</sup>, Габов Д.А.<sup>1</sup>, Иванов А.Н.<sup>1</sup>

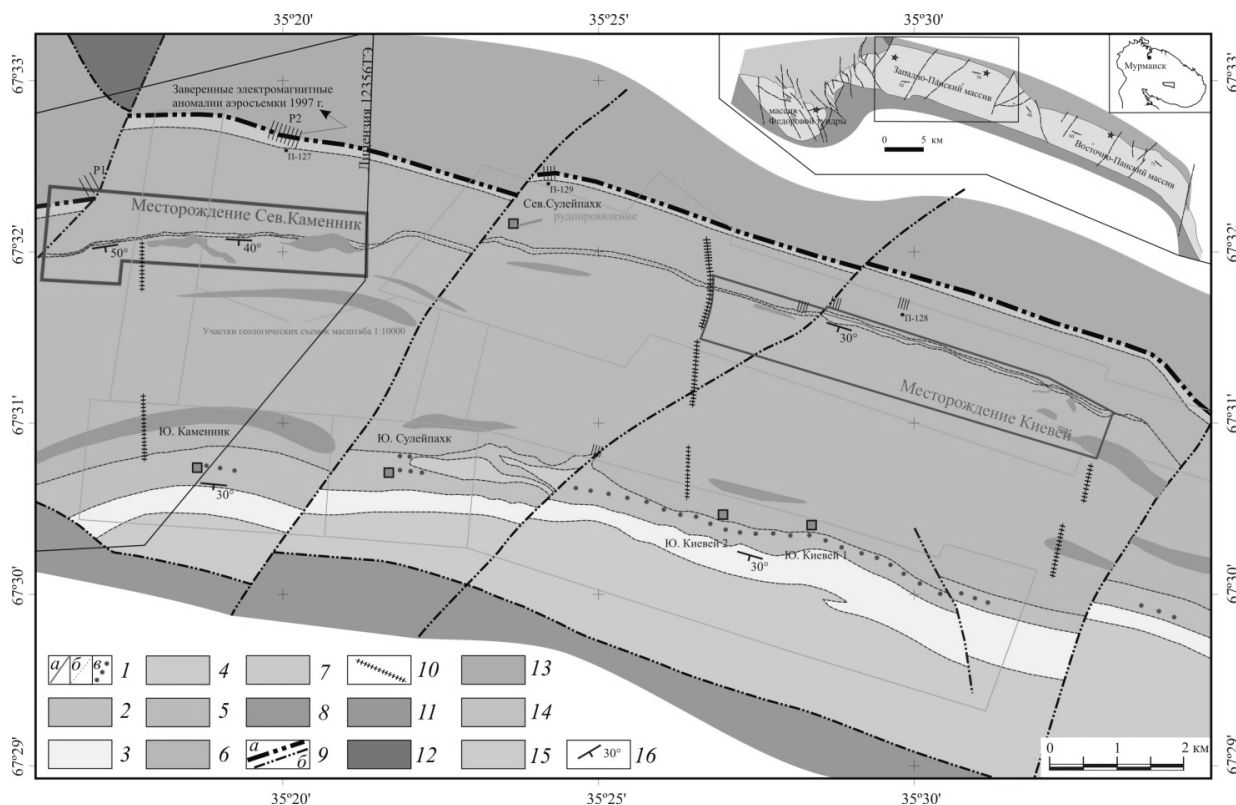
<sup>1</sup>Геологический институт КНЦ РАН, nikolaygroshchev@gmail.com

<sup>2</sup>ОАО «Пана»

**Введение.** В результате проведенных в 2011–2013 гг. поисково-оценочных работ на участке Северный Каменник в Западно-Панском массиве (рис. 1) выявлено, оценено и утверждено в ГКЗ (2015 г.) новое месторождение комплексных платинометалльных руд малосульфидного типа. Оруденение сосредоточено в пределах Северного платиноносного рифа в Нижнем расслоенном горизонте массива, прослеженного на десятки километров далее на восток (Korzhagin et al., 2009). В 6 км к востоку, на территории площади «Малая Пана», ранее (2008 г.) разведано и поставлено на баланс аналогичное месторождение Киевей (рис. 1).

Западно-Панский массив – наиболее крупный из массивов в раннепротерозойском (2,5 млрд лет) интрузивном расслоенном комплексе Федорово-Панских тундр. Сложен, главным образом, габброноритами, образующими зону пород общей мощностью около 3700 м, разделенную на три подзоны: нижнюю, среднюю и верхнюю (рис. 1). В нижней части массива проявлены породы норитовой зоны. Главная отличительная осо-

бенность массива – два контрастно расслоенных горизонта, отделяющие подзоны габброноритов друг от друга: Нижний (НРГ) и Верхний (ВРГ). Важное значение их определяется тем, что они, во-первых, являются надежными маркирующими элементами мощной толщи основных пород, и, во-вторых, именно к ним приурочена представляющая наибольший интерес сульфидная медно-никелевая минерализация и связанное с ней платинометальное оруденение. С НРГ связан Северный, с ВРГ – Южный платиноносные рифы.



**Рис. 1.** Расположение месторождений и рудопроявлений ЭПГ в Западно-Панском массиве

1 – платиноносные рифы: Северный (а – установленный, б – предполагаемый) и Южный (в); 2 – расслоенные горизонты (Нижний и Верхний); 3 – расслоенный горизонт оливинсодержащих пород; 4–6 – породы третьей (4), второй (5) и первой подзоны (6) габброноритовой зоны; 7 – норитовая зона; 8 – магнетитовое габбро; 9 – тектонизированный нижний контакт массива (а) и разрывные нарушения (б); 10 – дайки габбро-диабазов, 11 – вулканогенно-осадочные породы зоны Имандра-Варзуга, 12 – архейские анортозиты Цагинского массива; 13 – архейские щелочные граниты; на врезке: 14 – породы Федорово-Панского раннепротерозойского интрузивного расслоенного комплекса, 15 – архейские гранито-гнейсы; 16 – элементы залегания

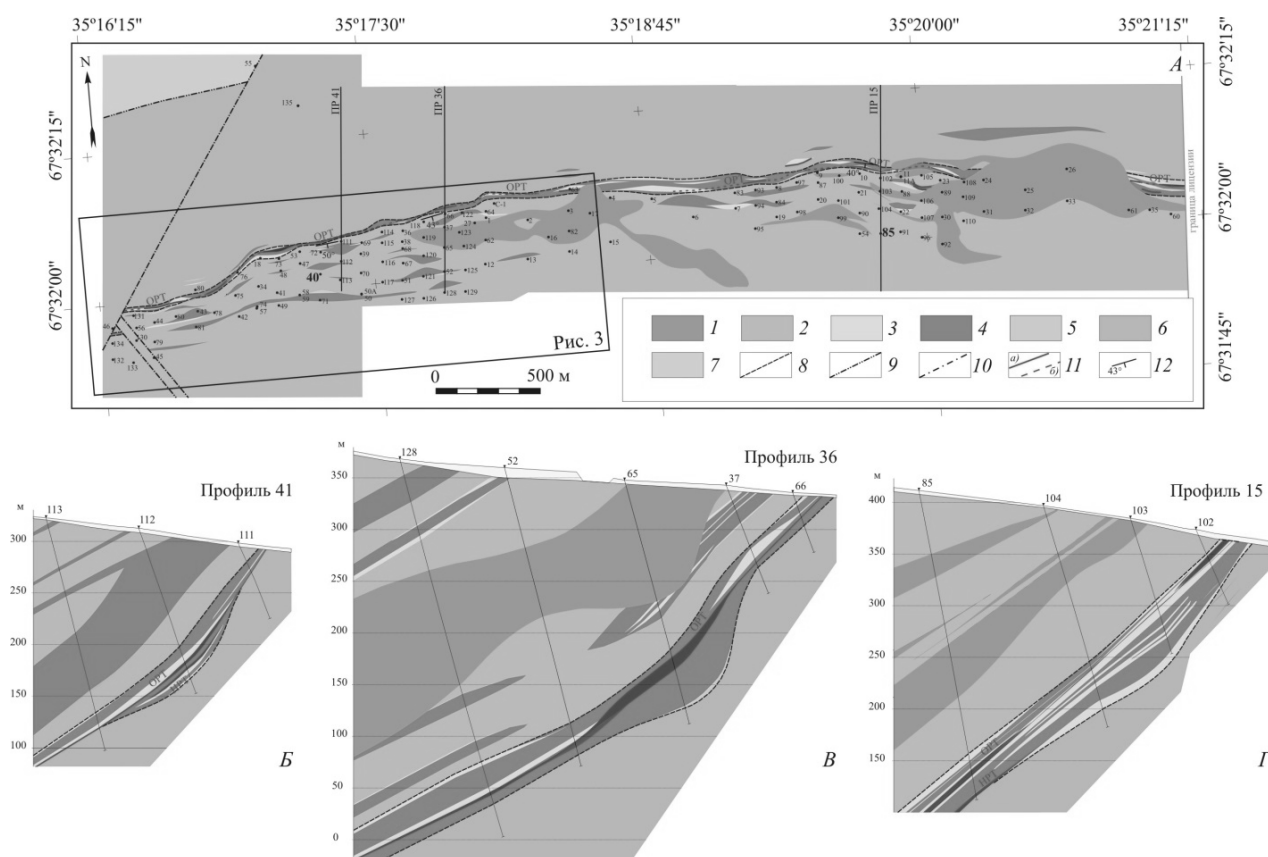
Одной из особенностей геологического строения массива является появление на уровне НРГ и выше по разрезу средней габброноритовой подзоны различных по размеру и форме тел тонкозернистых магнетитовых и магнетитсодержащих габбро (рис. 1). Эти тела занимают согласное, субсогласное и явно секущее положение относительно общего простирания пород. Там, где магнетитовые габбро расположены в непосредственной близости к НРГ, установлены факты пересечения ими и расслоенного горизонта, и платинометального оруденения.

**Геология месторождения Северный Каменник.** Месторождение имеет протяженность 5200 м. Геологической границей его на западе является разлом северо-восточного простирания, на востоке – граница лицензионной площади, на севере – выход рифа под элювиальные отложения; на юге оруденение в целом не оконтурено и ограничивается глубиной разведочных скважин. Глубина его изучения составила 200–250 м от поверхности.

Главная геологическая структура месторождения – НРГ, протягивающийся практически через всю площадь с запада на восток. Перерыв длиной 800 м отмечается в восточной части месторождения и связан с пересечением НРГ поздним магматическим телом магнетитового габбро (рис. 2).

В разрезе массива НРГ определяется частым чередованием контрастных по составу пород (анортозитов, лейкократовых габброидов, габброноритов, норитов, пироксенитов), которые выделяются на фоне преобладающих однородных массивных средне- или мелкозернистых габброноритов. Специфическим для НРГ признаком являются оливинсодержащие породы, а также породы группы норитов-пироксенитов. Наибольшие

мощности этих магнезиальных дифференциатов, с которыми, как правило, пространственно сближена комплексная сульфидная минерализация, наблюдаются в местах прогибов подошвы НРГ. В связи с тем, что формирование НРГ традиционно объясняется дополнительной инъекцией магмы в камеру, мы предполагаем, что подобные прогибы являются результатом магматической эрозии закристаллизовавшихся кумулатов потоками порций «свежей» магмы.



**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта месторождения Северный Каменник (А) и геологические разрезы (Б, В, Г)

1 – магнетитовое габбро; 2 – габбронориты массивные (средняя подзона); 3 – лейкогаббро и лейкогаббронориты, анортозиты; 4 – чередование норитов, габброноритов средне-, крупнозернистых и лейкогаббро; 5 – нориты и пироксениты; 6 – габбронориты массивные (нижняя подзона); 7 – щелочные граниты; 8 – границы Нижнего расслоенного горизонта; 9 – тектонический контакт массива; 10 – разрывные нарушения; 11 – малосульфидное платинометальное оруденение: а) рудные тела, б) участки некондиционных руд; 12 – элементы залегающего Основного рудного тела (ОРТ)

Мощность НРГ в западной части площади сильно варьирует: от 5 м в пережимах до 70 м в раздувах-углублениях (в среднем 30–40 м). В восточной части площади мощность НРГ более выдержанная, с вариациями 50–80 м. Падение НРГ в южном направлении выдерживается на всём протяжении; углы падения, в среднем 40–45°, однако в западной части участка нередко возрастают до 50–55°, в восточной – постепенно снижаются до 35°.

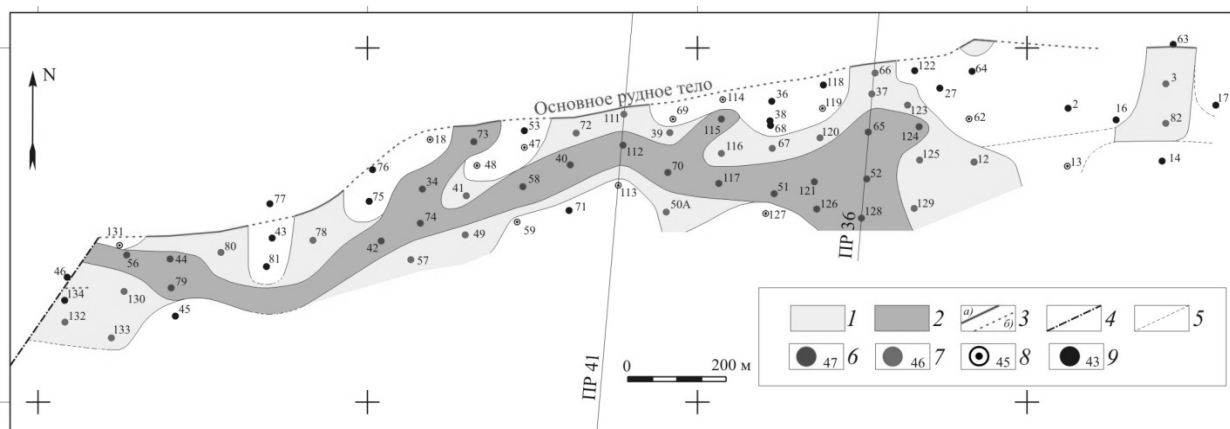
Уровни сульфидного и связанного с ним платинометального оруденения локализируются, главным образом, в средней или приподошвенной части НРГ (рис. 2). В отдельных разрезах насчитывается несколько таких уровней. Мощность зоны НРГ, включающей оруденение, обычно 3–10 м, в раздувах-углублениях – до 35 м. При минимальной мощности НРГ (10 м и меньше) оруденение, как правило, отсутствует. Наиболее выдержанные, богатые и мощные рудные интервалы объединены в Основное рудное тело (ОРТ), прочие – отнесены к Нижнему рудному телу (НРТ) и серии рудных линз локального распространения.

Оруденение может быть связано со всеми типами пород, однако, в местах их частого переслаивания, преимущественно сконцентрировано в мезократовых габброидах (в основном, в габброноритах, норитах) и их оливинсодержащих разновидностях, в меньшей степени – в лейкогабброноритах, лейкогаббро, анортозитах. Этим данное месторождение существенно отличается от месторождения Киевей на восточном фланге рифа, где рудоносными являются, главным образом, лейкократовые габброиды, которым значительно уступают пироксениты и габбронориты (Korchagin et al., 2009).



Платинометальное оруденение не имеет геологических границ, поэтому его контуры определяются по результатам опробования. Рудные тела и линзы, залегающие в целом согласно с расслоенностью пород НРГ, приурочены к прослоям, наиболее обогащенным сульфидами никеля и меди. Расстояние между рудными телами по вертикали – от 3 до 20 м. Форма рудных тел пластообразная и линзовидно-пластообразная.

ОРТ фиксируется практически на всем протяжении в западной и восточной частях месторождения. В центральной части участка, там, где НРГ значительно уменьшается в мощности (до 15–20 м), ОРТ прерывается и делится безрудным «окном» протяженностью около 1400 м на две части: Западный и Восточный рудные объекты. В их пределах длина ОРТ по простиранию составляет соответственно 1700 м и 900 м. Истинная мощность ОРТ варьирует от 0,28 до 4,75 м. Повышенные ее значения чаще наблюдаются в восточной части месторождения. В западной части наибольшая мощность и продуктивность ОРТ отмечаются в местах углублений подошвы НРГ (рис. 2 Б, В), которые в плане образуют форму, напоминающую русло потока (рис. 3).



**Рис. 3.** Проекция Основного рудного тела на горизонтальную плоскость при бортовом содержании условного палладия 3,0 г/т до глубины 250 м

1 – область развития платинометальных руд ( $m^*C > 3 \text{ м}^*/\text{г Pd}_{\text{усл}}$ ); 2 – зона локализации наиболее продуктивных платинометальных руд ( $m^*C > 20 \text{ м}^*/\text{г Pd}_{\text{усл}}$ ); 3 – выход ОРТ на поверхность: а – установленный, б – предполагаемый; 4 – разрывное нарушение; 5 – предполагаемые границы зон локализации руд; 6, 7 – проекции пересечений скважинами ОРТ различной продуктивности: 6 –  $m^*C > 20 \text{ м}^*/\text{г Pd}_{\text{усл}}$ , 7 –  $m^*C > 3 \text{ м}^*/\text{г Pd}_{\text{усл}}$ ; 8 – скважины с некондиционным оруденением; 9 – безрудные скважины

Содержание благородных металлов (Pt+Pd+Au) колеблется в пределах 0,2–14,6 г/т. Повышенные его значения характерны для западной части месторождения. Руды существенно палладиевые: среднее отношение Pd/Pt = 5,5. Содержание цветных металлов: Ni – 0,01–0,4%, Cu – 0,01–0,6%.

Основные запасы руды и металлов сосредоточены в ОРТ. По экономической значимости полезные компоненты образуют следующий ряд: палладий (55%), платина – (20%), никель (16%), медь (6%), золото (3%).

Минеральный состав руд месторождения практически аналогичен оруденению месторождения Киевей, локализованного в восточной части Северного рифа (Субботин и др., 2012). Главными рудообразующими сульфидами являются халькопирит (48% от массы сульфидов), пирротин (26 мас. %) и пентландит (26 мас.%). Они же являются главными концентраторами цветных металлов, а в пентландите в виде твердого раствора сосредоточено еще и до половины валового Pd. Содержание палладия в пентландите достигают 3,15 мас.%.

В рудах месторождения установлено более 30 минералов платиновых металлов и золота. Главными минералами платиновых металлов являются сульфиды и висмута-теллуриды платины и палладия: высокоцит ( $\text{Pd,NiS}$ ), котульскит  $\text{Pd(Te,Bi)}$ , брэггит  $\text{(Pt,Pd,Ni)S}$ , мончеит  $\text{Pt(Te,Bi)}$  и меренскиит  $\text{Pd(Te,Bi)}_2$ . Реже встречаются самородное золото ( $\text{Au,Ag,Pd}$ ), сперрилит  $\text{PtAs}_2$ , сопчеит  $\text{Ag}_4\text{Pd}_3\text{Te}_4$ , разнообразные арсениды палладия и др.

**Закключение.** Результаты изучения геологического строения месторождения Северный Каменник можно рассматривать как свидетельство близкого расположения западного фланга платиноносного рифа к пульсировавшему магмоподводящему каналу, обеспечившему на различных стадиях формирования массива и поступления рудоносной магмы. На это указывают следующие факты: 1) увеличение углов падения пород рудовмещающего расслоенного горизоннта; 2) прогибы подошвы НРГ, имеющие общее направленное размещение и образовавшиеся, вероятно, вследствие эродирования подстилающей толщи кумулатов, внедрявшейся порцией рудоносной магмы; 3) вытянутая русловидная форма зоны наибольшей концентрации рудного вещества, совпадающая с размещением прогибов подошвы НРГ;

4) преобладающая роль мезократовых оруденелых габброидов и возрастание объема оливинсодержащих пород в НРГ, зачастую слагающих ОРТ. По-видимому, магмоподводящий канал располагался в зоне Цагинского глубинного разлома, по которому к юго-западу смещен массив Федоровой тундры (рис. 1).

В практическом аспекте открытие нового месторождения платинометаллических руд означает установление промышленных рудных объектов на обоих флангах Северного платиноносного рифа (Северный Камень – на западном, Киевей – на восточном), подтверждает общую перспективность последнего и нацеливает на тщательное изучение его средней части, имеющей протяженность, сопоставимую с каждым из флангов. Риф здесь изучен преимущественно с поверхности, трассируется по развалам сульфидоносных элювиальных глыб и подтвержден четырьмя расчистками, в которых истинная мощность оруденения составляет 0,9–1,6 м с содержанием Pt+Pd+Au 3,1–3,8 г/т. Кроме того, на небольшом участке несколькими буровыми скважинами установлено рудное тело протяженностью около 700 м, мощностью 0,4–3,2 м и содержанием Pt+Pd+Au 2,4–6,2 г/т (рудопоявление Северный Сулейпахк). Таким образом, дальнейшие геологоразведочные работы целесообразно сконцентрировать в средней части Северного рифа, в которой весьма вероятно обнаружение нового промышленного объекта.

**Благодарности.** Доклад посвящается памяти академика РАН Ф.П. Митрофанова. Работы проводились при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 15-35-20501-мол-а-вед, № 13-05-12055-офи-м).

#### Список литературы

1. Korchagin A.U., Subbotin V.V., Mitrofanov F.P., Mineev S.D. Kievey PGE-bearing deposit of the West-Pana layered intrusion: geological structure and ore composition / An Interreg-Tacis Project: Strategic Mineral Resources of Lapland – Base for the Sustainable Development of the North. Project publication. Volume II. – Apatity: KSC RAS. 2009. P. 12–32.
2. Субботин В.В., Корчагин А.У., Савченко Е.Э. Платинометаллическая минерализация Федорово-Панского рудного узла: типы оруденения, минеральный состав, особенности генезиса // Вестник КНЦ. 2012. № 1. – С. 55–66.

## РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЖИЛЬНЫХ ТЕЛ УЧАСТКА ЮЖНОСОПЧИНСКИЙ-2 (ЮЖНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Мирошникова Я.А., Пуха В.В.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, [miroshnikova@geoksc.apatity.ru](mailto:miroshnikova@geoksc.apatity.ru)

Южносопчинский мафит-ультрамафитовый массив расположен в центральной части Кольского полуострова, в зоне сочленения двух крупных раннепротерозойских расслоенных интрузивов – Мончеплутона и Мончетундровской интрузии. Массив простирается на 10 км в северо-западном направлении и, по данным бурения, погружается на юго-запад под углом около 60°.

Ранее считалось, что Южносопчинский массив представляет собой расслоенную интрузию основных пород (Иванченко, Давыдов, 2009). Согласно этой гипотезе, нижняя часть разреза сложена интенсивно рассланцованными и окварцованными габброноритами с характерным голубым кварцем. Выше залегают сланцеватые мезократовые габбронориты с субсогласными телами габбропегматитов, которые на глубину переходят в такситовые габбронориты. Габброиды интенсивно изменены, превращены в амфиболовые и хлорит-амфиболовые породы. На габброноритах залегает горизонт плагиопироксенитов с субсогласными горизонтами габбропегматитов, приуроченных к верхней части разреза, вблизи магматического контакта с вышележащими крупнозернистыми лейкократовыми роговообманковыми габбро.

Существует мнение, что образование Южносопчинского массива может быть связано с завершающей магматической фазой формирования Мончеплутона (Иванченко, Давыдов, 2009). Напротив, Гроховская и соавторы полагают, что по составу и характеру ритмичной, фазовой и скрытой расслоенности породы Южносопчинского массива близки дифференциатам ритмично-расслоенной и ультраосновной зон центральной части Мончетундровской интрузии и могут быть фрагментами последней (Гроховская и др., 2003).

Результаты последних исследований, в частности изучение геологического строения участка Южносопчинский, показали, что массив сложен средне-мелкозернистыми метапироксенитами, которые пересекают крупнозернистые жильные тела сложной морфологии и переменчивого состава: от преимущественно ортопироксенового до амфибол-плагиоклазового. Характер обнаруженного к востоку от расчистки ОАО ЦКЭ непосредственного контакта между метапироксенитами и крупнозернистыми метагабброноритами (сложная изви-



листая форма, наличие зон брекчирования, хлоритовых контактовых оторочек и зон изменений в породах) позволил предположить его магматическую природу. Изучение распределений петрогенных, редкоземельных и редких элементов показало их существенные различия в метагабброноритах и метапироксенитах участка Южносопчинский, что явилось дополнительным поводом для отнесения этих пород к различным интрузиям, а не к различным дифференциатам расслоенности, как считалось ранее. Таким образом, появилось новое мнение, что крупнозернистые габбронориты, которые ранее считались верхней частью разреза, соответствуют породам из верхней зоны Мончетундровского массива, а метапироксениты (ранее нижняя часть разреза) имеют принадлежность к разрезу Мончеплутона, в частности, к тектоническому блоку Верхний Нюд (Рундквист и др., 2012). Изучение геологии Южносопчинского массива в значительной степени осложняется тем, что его породы сильно метаморфизованы и брекчированы.

Южносопчинский массив привлекает исследователей не только своим сложным строением и генезисом. В конце 90-х гг. XX в. в его северо-восточной части поисковыми работами ОАО Центрально-Кольская экспедиция была выявлена платинометальная минерализация, ассоциирующая с сульфидной вкрапленностью (так называемая «Южносопчинская рудная зона»). Содержание суммы элементов платиновой группы и золота в метаморфизованных габброноритах, норитах и пироксенитах составляют в среднем около 2–3 г/т (Рундквист и др., 2012). Штуфное опробование на участке Южносопчинский показало, что

суммарное содержание элементов платиновой группы и золота в жилах достигает 1.75 г/т. Во вмещающих метапироксенитах уровень фоновых содержаний также несколько повышен, но не превышает 0,29 г/т (Рундквист и др., 2011).

В ходе полевых работ 2013 года нами был исследован и опробован участок Южносопчинский 2, который расположен в восточной части Южносопчинского массива. Участок сложен среднезернистыми метапироксенитами и метагабброноритами (рис. 1). Зона контакта между этими двумя породами состоит преимущественно из значительно изменённых пироксенитов, в которых наблюдаются более лейкократовые участки менее изменённых габброноритов. В среднезернистых метагабброноритах также наблюдаются ксенолиты пироксенитов

Среди среднезернистых метапироксенитов и метагабброноритов наблюдаются жильные тела сложной морфологии мощностью от 2 до 30 см. Падение жил крутое (75–80°). Выделяются две разновидности жил: 1) крупнозернистые до пегматоидных пироксениты, несущие оксидную и сульфидную гнездово-вкрапленную минерализацию; 2) зональные жилы без сульфидной минерализации. Жильные крупнозернистые пироксениты имеют чёрный цвет на выветрелой поверхности, в сколе – тёмно-серый. Жилы второй разновидности также крупнозернистые, с белой сердцевинной и чёрными краями. Жильные тела разноориентированы. Зональные жилы пересекают крупнозернистые метапироксениты, а местами жилы метапироксенитов по простиранию переходят в зональные жилы.

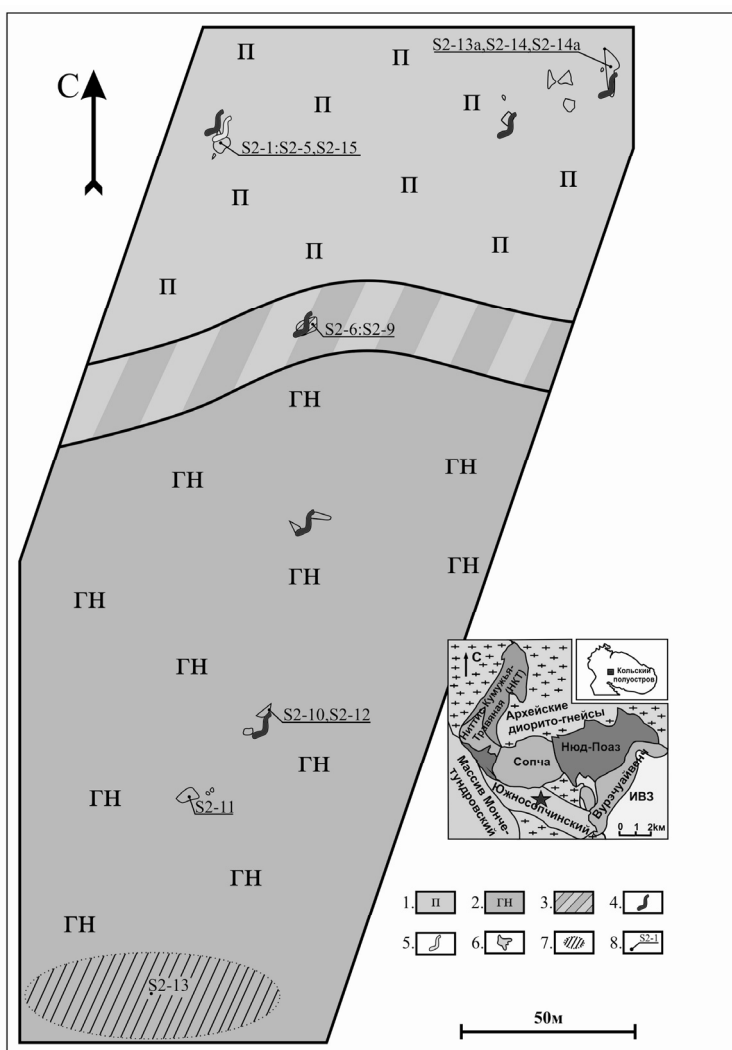


Рис. 1. Схема геологического строения участка Южносопчинский-2:

1 – среднезернистые метапироксениты; 2 – среднезернистые метагаббронориты; 3 – зона контакта между пироксенитами и габброноритами; 4 – жильные тела крупнозернистых метапироксенитов; 5 – зональные жилы; 6 – контуры обнажений; 7 – развалы среднезернистых габброноритов; 8 – точки взятия образцов. На врезке участок работ обозначен звёздочкой

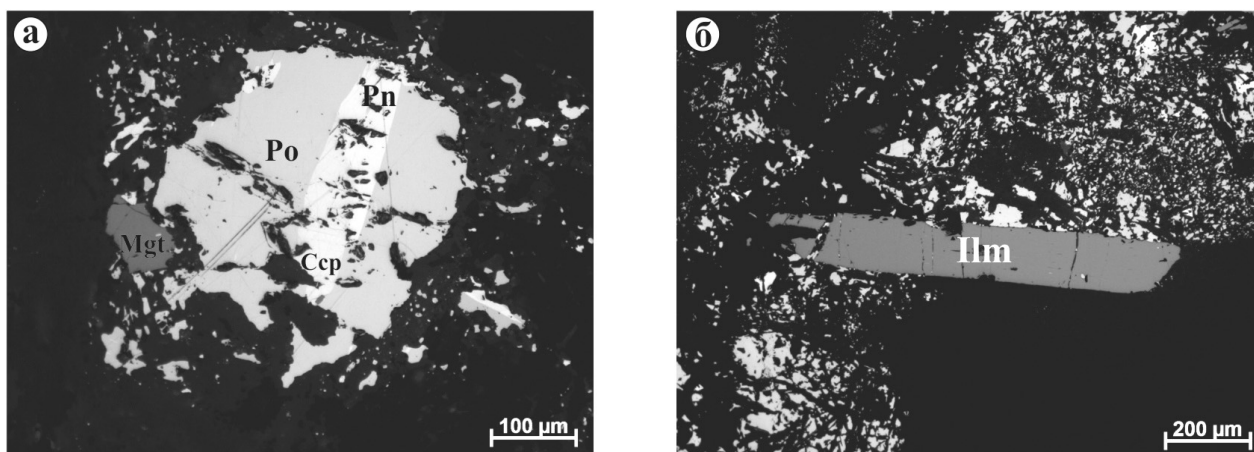
Общую картину усложняет сеть разноориентированных трещин, по которым наблюдается сдвиг жильных тел и окварцевание.

Диагностика минералов, в связи с малым размером выделений и однородных участков индивидов, основывалась на оценочных анализах при помощи энергодисперсионных спектрометров Röntec и Bruker X Flash-5010 к сканирующему электронному микроскопу LEO-1450. Последний был также использован для получения изображений участков полированных шлифов в обратно-рассеянных электронах. Изучение рудных минеральных ассоциаций проводилось с помощью микроскопа AxioPlan, оснащенного соответствующей видеоаппаратурой, позволяющей проводить фотодокументацию исследуемых объектов.

Главные сульфидные минералы в пегматоидных пироксенитах представлены пирротинитом, халькопиритом и пентландитом. Эти минералы преимущественно находятся в виде сростков, размер которых колеблется от 5 мкм до 3 мм (рис. 2а), также они встречаются в виде отдельных зёрен. Сфалерит присутствует в виде мелких включений размером первые мкм. Минералы платиновых металлов представлены сперритом, меренскитом и котульскитом. Эти минералы располагаются внутри зёрен сульфидных минералов или на границах зёрен пирротина, реже в силикатах.

Главные оксидные минералы представлены магнетитом и ильменитом. Они образуют как крупные (до 2 мм) сростания, так и отдельные зёрна (рис. 2а и 2б).

Итак, участок Южносопчинский-2 имеет сложное геологическое строение и представляет собой зону контакта среднезернистых метапироксенитов и габброноритов. Эти породы пересекаются двумя типами жил: 1) пегматоидными пироксенитами и 2) зональными жилами. С первым типом жильных тел связана рудная минерализация, которая представлена главным образом пентландит-халькопирит-пирротинитовым типом, который пространственно тесно ассоциирует с магнетит-ильменитовым типом и минералами платиновых металлов, в то время как второй тип жил безрудный. Природа рудной минерализации пегматоидных пироксенитов пока до конца не ясна, возможно, она является минерализацией контактового типа, которая была переотложена жильными телами во время постмагматической стадии.



**Рис. 2.** Морфология главных сульфидных и оксидных минералов в метапироксенитах участка Южносопчинский-2: а – сросток пирротина (Po), пентландита (Pn) и халькопирита (Chl), магнетит (Mgt); б – зерно ильменита (Ilm)

#### Список литературы

1. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В. и др. Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 239–352.
2. Иванченко В.Н., Давыдов П.С. Основные черты геологического строения месторождений и проявлений МПГ южной части Мончегорского рудного района // Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Сборник материалов проекта, выпуск II. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. С. 70–78.
3. Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. Особенности взаимоотношений интрузивных тел в зоне контакта ультрамафит-мафитовых комплексов Мончегорский и Главного хребта (участок Южносопчинский, Кольский полуостров) // Литосфера. 2012, № 3. С. 65–79.
4. Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А., Севостьянов А.Ю., Мирошникова Я.А., Гайфутдинова А.М. Новые данные о сульфидной и платинометальной минерализации на юго-востоке Мончегорского рудного района (участки Южно-Сопчинский и Морошково озеро) // Материалы Научной сессии, посвященной Дню российской науки и 55-летию Кольского отделения РМО. Геологический институт КНЦ РАН, Кольское отделение РМО, 8 февраля 2011 г. – Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: 2011. С. 64–70.

## ВОЛЬФРАМОНОСНОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРАТАУСКОЙ ЗОНЫ СМЯТИЯ (ЮЖНО-НУРАТИНСКИЙ ХРЕБЕТ)

Мовланов Ж.Ж.<sup>1</sup>, Пирназаров М.М.<sup>1</sup>, Рискидинов Ж.Х.<sup>2</sup>, Абдуллаев Л.А.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ГП «НИИМР» Госкомгеологии Республики Узбекистан

<sup>2</sup>ГП «Центр ДЗЗ и ГИС технологий» Госкомгеологии Республики Узбекистан

Рассматриваемая площадь располагается в Навоийской области Республики Узбекистан и занимает благоприятную геолого-экономическую позицию между крупными населенными пунктами Навоий и Кошработ, с действующей инфраструктурой горнодобывающей промышленности. В металлогеническом отношении включающая его территория хребта Южный Нуратау является частью Зарафшано-Туркестанском структурно-формационной зоны, с благороднометалльно-редкометалльной специализацией. Все обнаруженные здесь объекты, с подсчитанными запасами металлов характеризуются пространственной приуроченностью к зоне и ветвям мощной (до 7–10 км) и протяженной (до 70 км) тектонической структуры региона – Каратаускому глубинному разлому (зоне смятия, метаморфическому поясу и др.).

На крайней восточной части этого образования интерес вызывают открытые ранее проведенными геологоразведочными работами рудопрооявления (Беркут и Казанбулак) и одно мелкое месторождение (Алтын-Казган). Для них характерно приуроченность к субширотным нарушениям, аналогичным для всех других рудных объектов в пределах Каратауской зоны, а также специфичная рудная минерализация, связанная с более поздними кварцевыми и кварц-турмалиновыми штокверками, наложенными на более раннюю минерализацию.

В Алтын-Казгане выделены две субширотные тектонические зоны – кулисы с южным падением. В их пределах выделены рудные зоны мощностью 15–20 м, протяженностью 500–700 м. Вокруг рудных зон вмещающие породы раздроблены, внутри представлены окварцованными брекчиями на сульфидном цементе. Северная, наиболее богатая зона, в значительной мере отработана древними рудокопами. Южная – более маломощная зона характеризуется относительно убогой минерализацией.

В тех частях субширотных зон, где они секутся северо-восточными кварцевыми прожилками с турмалином и полевыми шпатами, отмечается интенсивные метасоматические изменения вмещающих пород, сопровождаемые ороговикованием (узловатые и пятнистые сланцы с линзами алевролитов). Именно к таким частям разреза обычно приурочивается наиболее богатая минерализация. В северной зоне богатые руды связаны с двумя системами прожилков: субширотными четковидными (0,2–5 х 5 х 100 м) и секущими кварц-полевошпатовыми с турмалином, сульфидами и шеелитом (мощность доли м, длина первые м). К югу от двух главных рудных зон выделено еще четыре рудные зоны более мелкого масштаба с северным падением. Распределение в них оруденения крайне неравномерное.

Рудопрооявление Казанбулак располагается между Беркутом и Алтын-Казганом, в аналогичной им позиции.

На рудопрооявлении Беркут на площади порядка 1 км<sup>2</sup> выявлено около 400 кварцевых и кварц-турмалиновых прожилков мощностью 0,1–0,7 м. Последние образуют штокверк, наложенный на субширотную зону, с жилами кварца.

Еще в 1967 году М.Д. Трояновым на этом участке выделены два типа жил – субширотные, с неравномерной сульфидизацией и маломощные с турмалином. В участках ороговикования выявленные содержания благородных металлов достигают первых десятков г/т, трехокси вольфрама до 2,25%, олова до 0,1%, висмута до 0,35%, теллура до 0,002%.

На площади известны также две субмеридиональные дайки диоритовых порфиритов, вдоль которых повышена рудная минерализация.

Еще одной примечательной особенностью рассматриваемой территории является ее приуроченность к внешней зоне Западно-Нуратинской концентрической структуры центрального типа, выделенной в масштабе 1:200000. Она представляет огромный интерес в металлогеническом отношении, в особенности ее южные секторы, обрамляющие складчатые сооружения палеозойского фундамента и образующие Каратаускую ветвь Южно-Нуратинского хребта. В ее пределах наряду с Алтын-Казганским расположены Сармичское и Биранское рудные поля, а также другие перспективные площади западного окончания Южно-Нуратинских гор.

Применение дистанционных методов в прогнозных целях на этой территории начиналось с повышения геологической информативности матриц современных цифровых космических снимков по территории работ. Для этого были применены специальные методы их обработки – АСР (анализ главного составляющего), ITS (интенсивность, тон и насыщенность), «Индекс-IV», «Кирша», «Собеля» и др.

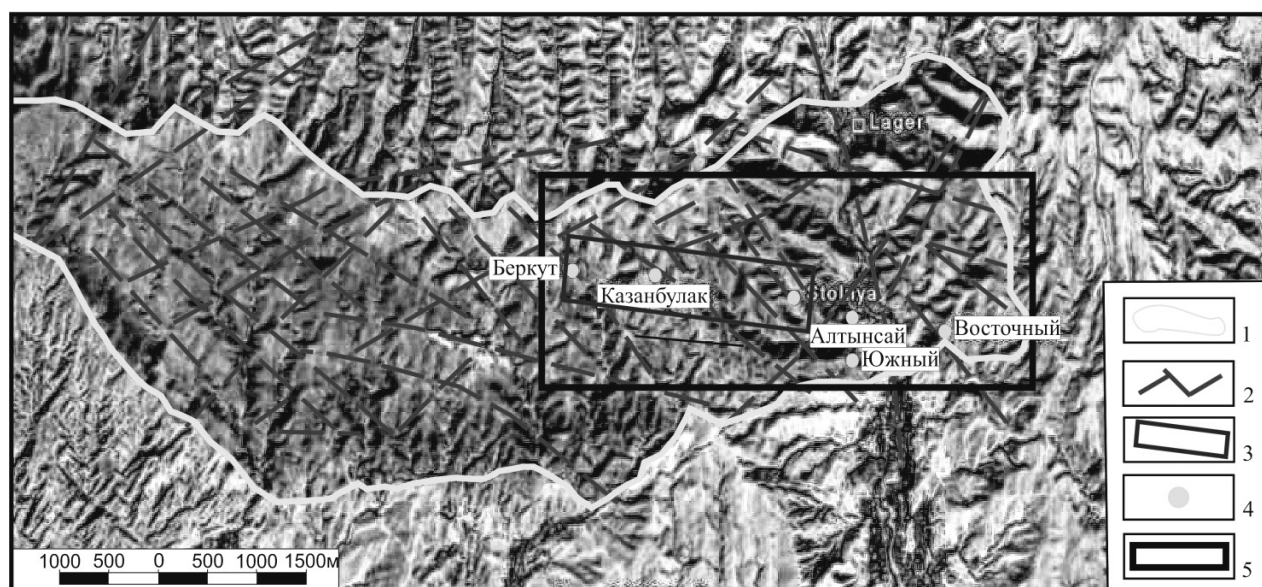
При этом соответствии с общепризнанной методологией дистанционных методов одновременно анализировались снимки и карты эталонной территории регионального (масштаб 1:200000 и др.) и локального (масштаб 1:50000) уровней генерализации. Кроме того, методом визуального сопоставления уточнялись ранее составленные космофотоструктурные схемы, карты и по возможности выявлялись новые структурно-вещественные и структурные фотообъекты с прогнозом их геологической сущности. Использование комплекса полевых поисковых и специализированных металлогенических, рудно-формационных, геолого-структурных и геохимических методов, с приоритетом на камеральные дешифровочные, полевые заверочные и геохимические опробовательские работы, позволило составить космоструктурную модель западного окончания Южно-Нуратинских гор масштаба 1:50000 и выделить прогнозные площади для постановки поисковых работ. Среди них в качестве наиболее благоприятного для локализации редкометального оруденения выделяется Алтынсай-Беркутский участок Алтын-Казганской прогнозной площади.

На этом участке особый интерес представляет ореол контактового метаморфизма с кварц-турмалиновыми прожилками, содержащий вольфрамовое оруденение. Метаморфизированные породы: ороговикопаные алевропесчаники, сланцы на площади визуально фиксируются по их более темной с буроватым оттенком окраске, более массивному облику, а также по наличию пятнистых и узловатых разностей (рис. 1).

Ширина полосы метаморфизированных пород достигает до 1,5 км. К западу полоса расширяется и далее перекрыта мезокайнозойскими отложениями Чагиркульской впадины; к востоку сужается до 0,8 км. В пределах полосы метаморфизованных пород по степени перекристаллизации и текстурным особенностям выделяются центральная зона роговиков и внешняя зона пятнистых сланцев. Ширина зоны роговиков до 1 км, к востоку выклинивается на правом борту р. Алтынсай. Ширина зоны пятнистых сланцев на севере до 2 км, на юге – до 500 м, а по левому борту р. Алтынсай ею сложена вся полоса метаморфизованных пород.

Метаморфизованный ореол сопровождается большим количеством кварц-турмалиновых прожилков с вольфрамовым оруденением, приуроченных к северной части зоны роговиков и частично к северной зоне пятнистых сланцев. Область развития прожилков расширяется к северо-западу, согласуясь с расширением полосы экзоконтактового метаморфизма. Мощность прожилков от первых мм до 0,5 м. Наиболее часто встречаемые от 3–5 до 10–15 см. Преобладающее направление прожилков субмеридиональное с азимутом падения от  $240^{\circ}$  до  $320^{\circ}$ , угол падения  $70^{\circ}$ – $80^{\circ}$  (преобладающие простираения  $10^{\circ}$ – $20^{\circ}$  с северо-западным падением). Редки прожилки с азимутом падения от  $20^{\circ}$ – $30^{\circ}$  до  $45^{\circ}$ – $50^{\circ}$ , а также  $110^{\circ}$ – $80^{\circ}$ . На участках с наиболее интенсивным развитием прожилков встречаются разности, ориентированные субширотно, параллельно первичной сланцеватости пород.

На площади между участками Беркут и Казанбулак в ходе полевых работ кварц-турмалиновые прожилки были частично опробованы. Содержание вольфрама в линейно-точечных пробах составило от 0,001 до  $> 0,015$  у.е, благородных металлов – от 0,038 до 1,9 у.е.



**Рис. 1.** Ореол контактового метаморфизма на космическом снимке восточного обрамления Каратауского интрузива

Условные обозначения: 1 – ореол контактового метаморфизма (площадь распространения кварц-турмалиновых прожилков); 2 – разломы, установленные дешифрированием космоснимков; 3 – контур Алтынсай-Беркутской перспективной площади; 4 – объекты; 5 – контур Алтын-Казганского рудного поля и прилегающих территорий

В структурном плане кварц-турмалиновые прожилки, образующие Алтынказган-Беркутский штокверк, приурочены к надинтрузивным линейным зонам дробления в апикальной части скрытого гранитоидного интрузива.

Несмотря на то, что практически все имеющиеся горные выработки (канавы, скважины, шурфы и др.) с целью оценки широтных зон были пройдены вдоль системы прожилков по азимуту  $10^0$ , кварц-турмалиновые прожилки были частично подсечены и опробованы.

Нами прогнозируется только редкометальное грейзеновое оруденение, которое, как показали результаты исследований, от собственно золотого оруденения алтынказганского типа отличается как по времени образования (оруденение более позднее, местами наложенное на золото-арсенопирит-пиритовую продуктивную ассоциацию), так и пространственно (штокверковое редкометальное оруденение более масштабное и контролируется ореолом метаморфизма с субмеридиональными кварц-турмалиновыми жилами).

Выделение контуров прогнозных ресурсов выполнено исходя из границ штокверка на поверхности (см. рис. 1) и глубины подсечения колонковыми скважинами, пройденными с целью прослеживания оруденения на глубоких горизонтах рудопроявления Беркут. Протяженность штокверка составляет свыше 3000 м. Ширина распространения – от 500 до 1000 м, для прогноза принята минимальная ширина – 300 м. Глубина распространения оруденения до 280 м. Для прогнозирования взята глубина 130 м. С учетом того, что оруденение установлено редкой, непостоянной сетью в естественных обнажениях, открытых горных выработках и единичных колонковых скважинах коэффициент надежности прогноза принят – 0,4. Коэффициент рудоносности снижен до 0,2.

Средние содержания вольфрама по результатам полевых и аналитических работ, а также по данным предыдущих исследователей (Троянов, Кумашкин, Бертман и др.) принято – 0,01 у.е. Некоторое их завышение от фактических допущено с учетом результатов ранее выполненных работ, выявивших на рудопроявлении Беркут максимальные содержания триоксида вольфрама в 2,25% (Бертман, 1996). Объемный вес пород в среднем не превышает – 2,65 т/м<sup>3</sup>. Прогнозные ресурсы по категории  $P_2$  при среднем содержании  $WO_3$  – 0,01 у.е. составляют порядка 25 тыс. тонн  $WO_3$ , заключенного в 25 млрд тоннах руды.

Перспективы площади кварц-турмалиновым штокверком не исчерпываются. Благоприятные условия для повышения рентабельности вольфрамового производства может представить разработка оптимальной технологии попутной добычи и извлечения из руд полезных попутных компонентов, таких как золото, серебро, олово, висмут, теллур и др. Минерально-сырьевая база вольфрама может быть расширена также участками проявления даек диоритовых порфириров, в которых в 50-годах прошлого века Трояновым М.Я. и Куманикиным Н.П. была установлена вольфрамовая минерализация с содержанием  $WO_3$  0,01–0,95%.

## **ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВИНЦОВЫЕ ТУНДРЫ (ОЛЕНЕГОРСКИЙ РАЙОН, МУРМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)**

**Персиянов Е.В.**

*АО «Олкон», г. Оленегорск, Tidaltantrum@mail.ru*

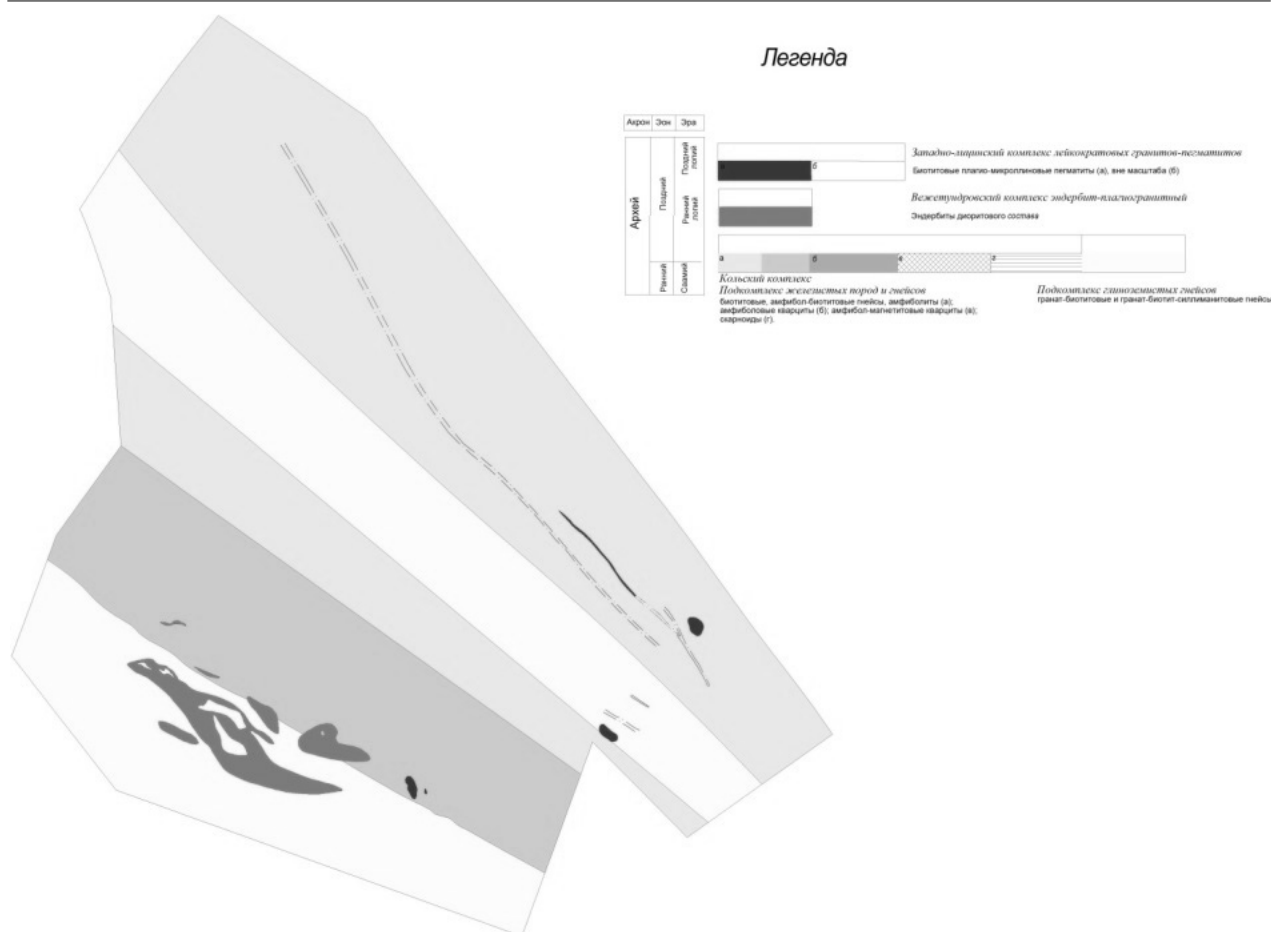
Геологическое и тектоническое развитие месторождения Свинцовых Тундр немислимо рассматривать в отрыве от развития Оленегорского железорудного района в целом, в который и входит месторождение, занимая крайнюю СЗ позицию (рис. 1). Естественно, что процессы, игравшие большую роль в формировании современного облика района, не могли не влиять на месторождение. Поэтому историю образования месторождения необходимо рассматривать в контексте формирования железорудного района, входящего в свою очередь в состав Кольско-Норвежского блока.

В настоящее время выделяются: раннеархейская или саамская (некоторые исследователи называют беломорской) (3200–3100 млн лет назад), позднеархейская или лопийская (3100–2500 млн лет назад), раннепротерозойская или карельская (2500–1650 млн лет назад), рифейская или позднепротерозойская (1650–600 млн лет назад) и фанерозойская (600 млн лет назад – настоящее время) стадии.

Первый ранний архейский (саамский) мегацикл отличает специфические, предположительно верхнекоровые, субэкзогенные условия образования ультраметаморфических и магматогенных пород (Негрук, 2009).

С данным этапом в Оленегорском железорудном районе связано образование тоналит-грондьемитового фундамента, представленного плагиогранитами, плагиогнейсами, гнейсодиоритами, что соответствовало становлению первичной примитивной коры континентального типа (Бельков и др., 1980).





**Рис. 2.** Этап формирования кольского метаморфического комплекса

Уменьшение температуры и давления на регрессивной стадии метаморфизма в конце Лопия привело к образованию сначала различных метасоматитов, затем низкотемпературных гидротермалитов и скарноидов (Горяинов и др., 2012). Процесс кратонизации ознаменовался внедрением лейкократовых гранит-мigmatитов.

Карельский этап ознаменовался образованием палеорифта Печенга-Имандра-Варзуга и внедрением расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий Главного Габбрового хребта (2467 млн лет) в уже образовавшуюся рифтогенную структуру, оказавшую влияние на структуру Оленегорского района, образовав на ее территории систему параллельных нарушений СЗ простирания (Строение..., 2005). Это, возможно, было одним из возможных источников возникновения наложенной благороднометальной минерализации в железистых кварцитах с ярко выраженным Ni-Co-Pd фоном.

На протяжении 1,9–1,8 млрд лет назад структура месторождения усложнилась за счет образования сначала субмеридианальных даек габбро-норитов, далее в результате Свекофенской орогении был закрыт палеорифт Печенга-Имандра-Варзуга с образованием трансформных разломов СВ простирания, одним из которых был Кировогорско-Колозерский разлом (Батиева, Виноградов, 1980; Радченко и др., 1992). В результате чего Оленегорский район был разделен на две структуры с разной вертикальной амплитудой смещения.

Рифей и Фанерозой внесли небольшие изменения в относительно уже сформированную континентальную кору. Как итог, был создан Балтийский щит со сложным складчато-глыбовым строением (Негрук, 2009).

Основными этапами, повлиявшими на тектонический рисунок месторождения, являются лопийский и карельский. При этом первый стал этапом формирования практически всех комплексов пород месторождения, но именно Карелия оставила основной тектонический отпечаток на геологической карте Свинцовых Тундр.

### Легенда



**Рис. 3.** Месторождение Свинцовые тундры в посткольское время

### Список литературы

1. Батиева И.Д., Виноградов А.Н. Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии: на примере северо-восточной части Балтийского щита // СПб., «Наука», 1991. С. 198.
2. Бельков И.В., Запольнов А.К., Кратц К.О. и др. Региональная тектоника раннего докембрия СССР // Ленинград, «Наука», 1980. С. 128.
3. Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова // Л., «Недра», 1976. С. 147.
4. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю., Баянова Т.Б., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. Состав, происхождение и возраст редкоземельно-благороднометалльного оруденения в породах полосчатой железорудной формации Кольского п-ова // Труды IX Всероссийской (с международным участием) Фермановской научной сессии, посвященной 60-летию Геологического института КНЦ РАН, Апатиты, 2012 г. С. 235–238.
5. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О. и др. Геология архея Балтийского // СПб. «Наука», 2006, с. 329.
6. Негруца В.З. Историко-геологические закономерности минерагенической эволюции докембрия Северо-Запада России // Минералогия Докембрия. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2009. С. 179–182.
7. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области // Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, 2002. С. 359.
8. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Виноградов А.Н., Голионко Г.Б., Петров В.П., Пожиленко В.И., Радченко М.К. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:500 000) // СПб., «Наука», 1992. С. 110.
9. Строение литосферы российской части Баренц-региона под ред. Шарова Н.В., Митрофанова Ф.П., Вербы М.Л., Гиллена К. // Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005, с. 318.
10. Шлафштейн Б.А., Горяинов П.М. Сводный отчет о работах на Заимандровском структурно-поисковом и геолого-съемочном объектах, проведенных в 1967–1977 гг. (Мончегорский район Мурманской области) (В трех томах) // Мончегорск, 1978.



## ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЗОН ФОРМИРОВАНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СВЯЗИ С РАЗРАБОТКОЙ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Фозилов Э.М.

Госкомгеологии Республики Узбекистан, *elyor\_f@mail.ru*

Прогнозирование зон формирования инженерно-геологических процессов при разведке и разработке месторождений твердых полезных ископаемых (с учётом разнообразия геолого-структурных строений, инженерно-гидрогеологических условий горнодобывающих районов Узбекистана и связанных с ними различных типов и видов инженерно-геологических процессов) рассматривается в региональном и локальном аспектах. Назначение регионального прогнозирования состоит в выделении областей (зон) карьерного и шахтного полей, в которых возможно развитие инженерно-геологических процессов, т.е. при планировании и расположении горнорудных сооружений рассматриваются сравнительно большие территории.

Задачей локального прогноза является выделение отдельных зон формирования инженерно-геологических процессов (ИГП) в горных выработках внутри региональной выделенной зоны для разработки мероприятий по проведению выработки неопасным или малоопасным способом.

По результатам регионального прогноза в пределах карьерного и шахтного полей выделяются площади и зоны, в которых возможно развитие ИГП, и зоны, в которых эти процессы не предполагаются. По результатам анализа геолого-тектонического строения рудного поля и интерпретации инженерно-геологических характеристик породного массива выделяются зоны регионального развития ИГП. В итоге, в массиве оконтуриваются ослабленные зоны, предрасположенные к развитию ИГП, и области, в которых ИГП не предвидится, что значительно осложняет проведение горно-эксплуатационных работ.

Рудные поля, склонные к образованию ИГП по степени их развития делятся на две категории.

**Первая категория.** Зона характеризуется повышенной опасностью проявления ИГП независимо от расположения по отношению к горным выработкам. К этой зоне относятся тектонически нарушенные, обводненные участки, имеющие зоны дробления более 5 м. Пространство между блоками в таких рудных полях заполнено прослойками слабых пород или глинками трения.

**Вторая категория.** Зона опасна по проявлению ИГП в зависимости от расположения их по отношению к горным выработкам. К таким участкам (зонам) относятся контакты разнотипных, разновозрастных пород; разломы и крупные зияющие трещины, расположенные параллельно (согласно) с бортом карьера или с подземными горными выработками; минерализованные и сильно измененные (каолинизированные, хлоритизированные) зоны и прослои слабых пород; участки пересечения разломов с разломами или трещинами.

Рудные поля или участки, не представляющие опасность или не предрасположенные к проявлению инженерно-геологических процессов, представляют собой массивные, слаботрещиноватые, крупноблочные, крепкие (скальные, полускальные), слабоизмененные породы. При прогнозе ИГП основное внимание сконцентрировано на самых главных, решающих особенностях (геолого-тектонических, инженерно-гидрогеологических и горнотехнических) разведки и разработки месторождений каждого горнорудного района. В целом, прогноз формирования зоны ИГП базируется на непосредственных наблюдениях на бортах карьеров и в подземных горных выработках (Малинин, 1970; Смирнов, 1973).

### Типы инженерно-геологических процессов и условия их формирования

Непосредственное изучение деформаций, образовавшихся на карьерах и в подземных горных выработках, показало, что в процессе разведки и разработки происходят различные типы инженерно-геологических процессов и явлений. Каждый тип, в свою очередь, по структуре и по форме имеет нескольких видов.

Целью прогнозирования типов деформаций является предупреждение возможных зон формирования ИГП и обоснование соответствующих мероприятий по их предотвращению или снижению негативных последствий, а цель прогнозирования зоны формирования видов деформаций (ИГП) заключается в обеспечении безопасности работы людей и механизмов. Известно, что на месторождениях развиты следующие типы ИГП: при открытом способе разработки – оползни, обрушения, обвалы, осыпи, выветривание, разуплотнение, размыв (плоскостная эрозия) и развешивание горных пород (рыхлых отложений) на откосах уступов бортов карьеров; при подземном способе – обрушение, вывалы, зависание, выпирание, провалы горных пород, воронки обрушения, мулды сдвижения, выветривание, разуплотнение, расслоение, горное давление на крепи, гидродинамическое и гидростатическое давление, иссушение горных пород.

Большая часть из перечисленных инженерно-геологических процессов оказывает непосредственное отрицательное (опасное) влияние на системы эксплуатационной службы предприятия. Другие –

прямых воздействий на производственные процессы не проявляют, но способствуют развитию отрицательных процессов через иные компоненты. В частности, разуплотнение уменьшает прочностные свойства пород, а расслоение и выветривание способствуют интенсивному образованию осыпных явлений и т.д. В связи с этим, в данной работе рассмотрены те типы деформаций, которые непосредственно влияют на технико-экономические показатели и производят ущерб в производственном процессе, в том числе и социальном.

### **Инженерно-геологические процессы, развивающиеся при открытом способе разработки:**

**Оползни.** На бортах карьеров формируются следующие виды оползней: асеквентные (собственно оползни), инсеквентные (в слоистой среде), консеквентные (контактные) и смещенные (сложные).

*Асеквентные оползни* – в основном формируются в пределах отдельных уступов, сложенных литологически однородными типами пород. В зонах (участках) формирующихся деформаций: породы трещиноватые ближе к стенкам срыва раздробленные, за счет влияния разломов. Ориентировка главных систем трещин согласуется с углом заложения откосов уступов.

*Инсеквентные оползни* – формируются в слоистых, переслаивающихся толщах, в различной ориентации залегания относительно откосов бортов карьера, а главное направление их совпадает с бортом карьера. В большинстве случаев, головная часть оползня приурочена к крутопадающим разломам, редко – к ослабленным контактам слоёв. Языковая часть приурочена к сильнотрещиноватым участкам.

*Консеквентные оползни* – образуются при наличии ослабленных поверхностей, совпадающих с контактами между разнотипными и разновозрастными породами, залегающих согласно с бортом под углом более 30°, и тектонически ослабленными контактами (заполненными глиной трения). В основном происходят в глубоких карьерах, границы и плоскость срыва контролируются крупными трещинами и контактами разнотипных пород или разрывными нарушениями, заполненными глиной трения.

*Смешанные оползни* – развиваются на местах разноориентированных крутопадающих, тектонически нарушенных и трещиноватых зон. Смещение происходит по сложным поверхностям скольжения. Стенки срыва проходят по крутопадающим разломам, расположенным параллельно или диагонально по отношению к борту карьера. Выходная часть приурочена к обводненным зонам дробления.

**Обрушения** (контактные). На откосах уступов и на бортах карьеров формируются следующие виды (по форме) обрушения:

*Клинообразное обрушение* – происходит в местах между сопряженными разломами или в местах пересечения двух и более диагональных крупных раскрытых трещин. Головная часть приурочена к местам сопряжения этих разрывов или трещин. В основном развиваются в пределах одного уступа, сложенного скальными породами.

*Корытообразное обрушение* – образуются при наличии трех систем, согласно падающих с откосом поверхностей ослабления. Обрушаются по продольной поверхности, ограниченной двумя диагональными протяженными трещинами, разломами или контактами разнотипных пород. Большинство участков (зон) сложены сильнотрещиноватыми, местами, раздробленными скальными и полускальными породами. В контактных зонах породы увлажнены.

*Желобообразное обрушение* – формируется в зонах разломов и серий тектонических трещин, охватывающих несколько уступов. В большинстве случаев, стенки срыва лежачего бока проходят по диагонально расположенным разломам, а стенки срыва висячего бока – по серии тектонических трещин. Отрыв происходит одновременно по всей толще обрушивающихся пород.

**Обвалы.** Условия формирования обвалов аналогичны, как и обрушений. Основное отличие обвалов заключается в том, что они формируются в наиболее крутых, высоких откосах сложенных крупнообломочными породами.

**Осыпи.** На площади карьерного поля на откосах уступов повсеместно развиты осыпи. Они динамичны, интенсивность и объем определяются наличием зон тектонических нарушений и трещиноватости пород, а также временем года.

### **Инженерно-геологические процессы при подземном способе разработки:**

**Обрушения.** В горизонтальных и наклонных подземных горных выработках образуются следующие виды обрушений:

*Обрушение кровли горных выработок.* Образуется в куполообразной форме. Все зоны обрушения сложены сильнотрещиноватыми среднеблочными породами, падение которых параллельно к оси выработки. Главная система трещин направлена диагонально и параллельно к горным выработкам. Большинство деформируемой толщи тяготеет к зонам разрывных нарушений, пересечениям крупных трещин или разрывов. Перед началом обрушений внешний вид выработки приобретает бугристо-ступенчатую форму.

**Обрушение кровли со стенками горизонтальных горных выработок** – формируется в кровлях и стенках (ячеистой и полусферической форме) горных выработок. Обрушаемая зона приурочена к сильноизмененным, раздробленным или слоистым толщам, а также минерализованным, разбитым разломами на блоки участкам. Все обрушаемые породы являются ослабленными, направленными полого или диагонально по отношению к подошве горных выработок и их боковым стенкам и круто или перпендикулярно по отношению к кровле.

**Обрушение с левой или правой стенки горных выработок** – формируется в зонах разрывных нарушений и в сильно трещиноватых участках, при наличии около кровли пересекающихся разрывов и крупных трещин, а также ослабленного клина в боковых стенках. Породы крепкие различного состава, разбиты на блоки, падения крутые, направленные в стороны выемки.

**Вывалы.** Условия образования вывалов связаны с геолого-тектоническим пространством, прилегающим к кровле и стенкам подземных горизонтальных выработок. Форма и размеры вывалов определяются шириной и высотой пролета выработки, густой сети трещин, образующих блочность массива, направлением и мощностью разрывных нарушений. В зависимости от расположения вывалов относительно горных выработок могут сформироваться в кровле и на стенках.

**Вывалы в кровлях горных выработок.** По приуроченности к горным выработкам и по форме, а также по месту проявления в кровлях горизонтальных и наклонных горных выработок формируются следующие виды вывалов: упорные, безупорные и полуупорные.

**Вывалы упорного вида** – проявляются в кровлях в местах пересечения разрывов или крупных зияющих трещин, в крупноблочных нарушенных породах всех разновидностей. Угол пересечения разрывов и трещин, в основном расположенных в центре кровли, превышает  $90^\circ$ .

**Вывалы безупорного вида** – формируются на участках нарушенных, сильнотрещиноватых и среднеблочных пород. Головная часть вывалившихся масс приходится на места пересечения разрывов или трещин, а боковые грани приурочены к разрывам и трещинам, имеющим гладкие поверхности (прослойки). Нижняя граница (подошва вывалившейся толщи) находится за боковой стенкой или в её пределах. Угол пересечения варьирует от  $90^\circ$  до  $120^\circ$ .

**Вывалы полуупорного вида** – формируются на участках, в которых развиты разрывные нарушения, крупные трещины и имеются прослои ослабленных пород. От других видов вывалов отличаются расположением относительно горной выработки. Вывалы полуупорного вида формируются при прохождении горными выработками висячего крыла разлома, ослабленных прослоев, пересечений трещин. Около 1/3 части вываливающейся толщи приходится на стенки горных выработок, а другая – на кровлю. Вывалы формируются в зонах, где в боковых стенках имеется ряд диагонально расположенных (в отношении подошвы) крупных трещин и разломов, проходящих параллельно вдоль горных выработок с наклонными падениями. Обычно в местах таких пересечений образуются (начало деформаций) вывалы конусообразной и трапециевидной форм.

**Сдвигения горных пород** (провалы, воронки, мульды сдвижения) – провалы горных пород, формирующиеся на неглубоко заложенных горизонтальных выработках и проходящие вдоль зон дробления разломов. При наличии разломов, над верхними частями отработанных жильных зон (для круто залегающих рудных тел) образуются воронки обрушения. При дальнейшем развитии ИГП (в более глубоких горизонтах) формируются мульды сдвижения. Ослабленными зонами являются тектонические разрывы и крупные трещины, а также межконтактные прослои. Они расположены вертикально или под косым углом по отношению к выработанному пространству. В зонах сдвижения породы сильнотрещиноватые, измененные, крутопадающие, разбитые на блоки различных размеров.

**Выдавливание и выпирание горных пород.** Этот процесс характерен для всесторонне обжатых слабых толщ, испытывающих одновременное давление вышележащих пород. В результате вскрытия горными выработками маломощные толщи пород, отличающиеся от основной горной массы, прорываются в наиболее слабых местах. Эти породы представлены различным глинистым, песчанисто-глинистым и дресвяно-песчанистым материалом. Зоны дробления разломов заполнены слабыми, раздробленными, водонасыщенными смесями, прижатыми крепкими монолитными породами.

Таким образом, в данной работе кратко охарактеризованы условия формирования каждого вида инженерно-геологического процесса, развивающегося при открытом и подземном способах разработки месторождений твердых полезных ископаемых.

#### Список литературы

1. Малинин С.И. Геологические основы прогноза поведения пород в горных выработках. М., «Недра», 1970. 192 с.
2. Смирнов Б.В. Системный метод прогнозирования инженерно-геологических условий разработки месторождений по геологоразведочным данным. Ростов на Дону, Донбасс НИЛ, 1973. 38 с.
3. Панюков П.Н. Инженерная геология, М., «Недра», 1978. 112 с.

## **ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ХРОМИТОНОСНОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВ**

**Юричев А.Н.**

*Томский государственный университет, juratur@mail.ru*

Как известно к настоящему времени, все месторождения и рудопроявления хромитов приурочены непосредственно к ультрамафитовым и частично мафит-ультрамафитовым массивам. Поэтому вопрос о способе формирования и концентрации хромитового оруденения в них, а также разработка критериев хромитоносности данных объектов имеет первостепенное практическое значение.

Хромиты встречаются в ультрамафитах трех формаций: дунит-гарцбургитовой, дифференцированной перидотит-пироксенит-габбровой и клинопироксенитовой. Месторождения, обладающие крупными запасами наиболее качественных руд, пространственно и генетически связаны с дунитами, залегающими среди дунит-гарцбургитовой формации. В стратиформных массивах перидотит-пироксенит-габбровой формации хромитовое оруденение чаще всего приурочено к гарцбургитам (Сарановский массив, Россия), бронзитам или их плагиоклазовым разновидностям (Бушвельдский массив, ЮАР; Стиллуотерский массив, США) или реже – дунитам (Великая Дайка, Зимбабве). Эти месторождения отличаются значительными запасами, но, в большинстве случаев, руды в них по своему составу являются низкосортными и характеризуются более низким качеством, чем хромиты дунит-гарцбургитовой формации (Варлаков, 1974). Клинопироксенитовая формация представлена «платиноносным» поясом на Урале (Хабарнинский, Ключевской массивы, Россия) и в юго-восточной Аляске. Здесь хромитовое оруденение встречается только в массивах, где значительным развитием пользуются дуниты. По своему составу оно характеризуется значительной степенью окисленности и повышенной общей железистостью, но во многих случаях отвечает требованиям металлургической промышленности. Однако масштабы оруденения, чаще всего, ограничены, а массивы даже при значительном объеме дунитов большей частью не хромитоносны.

Приведенные выше примеры показывают, что установление формационного типа хромитоносных пород является одной из главных задач при прогнозировании хромитового оруденения промышленного масштаба.

Поиски месторождений в массивах конкретных формаций определяется их строением и локальными особенностями, главными из которых являются петрографический и структурный контроль оруденения, в свою очередь зависящий от генетических особенностей последнего. Так, например, установлено, что ультраосновным и основным породам, в которых ведущим развитием пользуется клинопироксен, свойственно не хромитовое, а титаномagnetитовое оруденение. Отсюда следует, что состав пироксена в ультрамафитах может быть в перспективе использован как один из прогнозных критериев. В крупных дифференцированных интрузиях устанавливается вертикальная зональность по типам оруденения, выражающаяся в локализации хромитов в нижних частях массивов и приуроченности титаномagnetитовых руд к гипсометрически более высоким горизонтам, где преобладают породы основного состава.

В настоящее время уверенно установлено, что высокохромистые руды в дунит-гарцбургитовых массивах пространственно связаны с дунитами. При этом наиболее крупные промышленные содержания хромитов связаны с дунит-гарцбургитовыми массивами, характеризующимися значительным развитием дунитов, чередующихся с пироксеновыми дунитами и гарцбургитами. Отмечается прямая связь между масштабами хромитового оруденения и мощностью вмещающих дунитов. Таким образом, одним из условий потенциальной хромитоносности ультрамафитовых массивов и масштабов этого оруденения является присутствие в них больших масс дунитов. Однако к данному постулату надо подходить осторожно, так как последний, без понимания формационной принадлежности дунитов, может привести к серьезным ошибкам. Так, например, со значительными массами дунитов клинопироксенитовой формации (Кондерский массив на Алдане, Россия), по объему превосходящими дуниты дунит-гарцбургитовых массивов, промышленного хромитового оруденения не связано. И более того, абсолютное преобладание дунитов в массиве говорит против его принадлежности к дунит-гарцбургитовой формации.

Отметим, что в пределах одного массива, когда магматизм разных глубинных очагов оказывается структурно совмещенным, могут встречаться дуниты разнотипных формаций. Примером является Хабаровинский массив (Россия), сложенный породами дунит-гарцбургитовой, клинопироксенитовой и перидотит-пироксенит-габбровой формаций, из которых в каждой имеются дуниты.

Также, в пределах дунит-гарцбургитовых массивов, наряду с дунитами, подвергшимися лизардитовой серпентинизации ранней стадии, широким распространением пользуются оливиновые породы, отвечающие по составу дунитам, но в которых серпентинизация выражается в развитии по оливину антигорита. Лизардит в них или вообще отсутствует, или является более поздним и возникает после антигорита. Этот тип дунитов, называемых «штубахитами», как показали исследования А.С. Варлакова (Варлаков, 1974), не несет промышленного хромитового оруденения, даже если находится в массивах, содержащих обычные хромитоносные дуниты. Штубахиты обнаружены в альпинотипных массивах Урала, Кавказа, Кузнецкого Алатау и других местах (Велинский, Банников, 1986; Савельев, 2010).

Таким образом, в настоящее время главным петрологическим прогнозным критерием в перспективной оценке промышленной хромитоносности массивов является принадлежность их к дунит-гарцбургитовой формации и широкое развитие в них поля дунитов.

Говоря о дифференцированных интрузиях, отметим, что наибольшее влияние на их хромитоносность оказывают такие факторы, как:

- содержание хрома в родоначальной магме;
- наличие летучих компонентов, обеспечивающих длительность процесса кристаллизации пород и руд;
- степень магнезиальности и содержания кремния, кальция и алюминия в породах, которые способствуют рассеянию хрома в силикатных минералах;
- пространственные размеры (мощность и площадь) магматического тела;
- степень дифференцированности интрузии.

При анализе степени распространения жильных тел хромитов важным является выяснение тектонической обстановки в период формирования массива и рудных тел в нем. Так, например, в случаях, если массив, обогащенный в глубинных частях хромитовыми концентрациями, формировался в спокойных тектонических условиях, то рудные массы от этих обособлений не отделялись и жильные тела не формировались. Последние могут образовываться только в условиях интенсивных тектонических деформаций, проявляющихся в период кристаллизации рудносиликатных масс. О характере тектонического воздействия и его интенсивности свидетельствуют наблюдаемые в ультрамафитах и хромитовых телах структурные особенности и степень их проявления.

Изучение особенностей локализации хромитов в дунит-гарцбургитовых массивах офиолитовых серий Восточного Саяна и Тувы (Чернышов, Юричев, 2013; Юричев и др., 2013; Юричев, 2014, 2015) позволило сформировать следующие закономерности:

1. В пределах массива наиболее благоприятными являются участки с широким развитием дунитов, имеющих низкие фоновые содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Наличие в этих зонах линз дунитов с высокими концентрациями этого окисла является благоприятным критерием для поисков хромитовых руд.

2. В дунитах с повышенной концентрацией хромшпинелида железистость оливина спускается до 2% фаялитовой молекулы.

3. Распространенность дунитов контролируется тектоническими нарушениями. Массивы, формирующиеся в условиях интенсивных тектонических движений, благоприятны для обнаружения хромитовых руд гистеромагматического происхождения.

4. Большое влияние на форму и размер рудных тел оказывает пострудная тектоника. Хромитовые тела сохраняют первоначальную форму в участках массива, не подвергшихся тектонической переработке. В противном случае происходит будинаж рудных тел, образование мелких разрозненных линз.

Возможно, что отсутствие в массивах Саянов и Тувы локализаций хромитов, соизмеримых с известными на Урале, объясняется, как таковой, меньшей интенсивностью ультраосновного магматизма в данных регионах, что сказалось и на размерах выявленных массивов. Так, например, площадь Оспинского массива, крупнейшего в Восточном Саяне, составляет 144 км<sup>2</sup>, что во много раз меньше Кемпирсайского (Южный Урал, Казахстан), общая площадь которого ~ 920 км<sup>2</sup> (Месторождения..., 2005). Определенное значение, очевидно, может играть и возраст саянских и тувинских ультрамафитов – верхнепротерозойский и кембрийский. Как известно, крупные месторождения хромитов на земном шаре связаны с более молодыми массивами ультрамафитов.

#### Список литературы

1. Варлаков А.С. Генетические особенности хромитового оруденения и прогнозные критерии // Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. Матер. семинара по оценке перспектив хромитоносности ультраосновных массивов. Москва, 1974. С. 21–35.
2. Велинский В.В., Банников О.Л. Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1986. 105 с.
3. Месторождения металлических полезных ископаемых / В.В. Авдонин, В.Е. Бойцов, В.М. Григорьев, Ж.В. Семеновский, Н.А. Солодов, В.И. Старостин. М.: Академический Проект, Триеста, 2005. 720 с.
4. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Рыкус М.В. Габбро-гипербазитовые массивы Тогузак-Аятского района (Южный Урал) // Нефтегазовое дело. 2010. Т.8. №1. С.15–28.
5. Чернышов А.И., Юричев А.Н. Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитоносного массива в Западном Саяне // Геотектоника. 2013. № 4. С.31–46.
6. Юричев А.Н., Чернышов А.И., Кульков А.С. Рудная минерализация Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва) // Известия ТПУ. 2013. Т. 323. №1. С.130–136.
7. Юричев А.Н. Идарский ультрамафитовый комплекс Восточного Саяна: петрогеохимические особенности и вопросы рудоносности // Отечественная геология. 2014. № 6. С. 56–66.
8. Юричев А.Н. Калнинский ультрамафитовый массив Западного Саяна: рудная минерализация и ее генетическая природа // Известия ТПУ. 2015. Т. 326. № 2. С. 61–69.

# **Геофизика и глубинное строение земли**



## ИССЛЕДОВАНИЕ ГЛИНИСТОСТИ ПЕСЧАНЫХ ГРУНТОВ МЕТОДОМ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

Белохвостик Д.М.

Петрозаводский государственный университет, danil1994b@yandex.ru

Сегодня существует множество методов изучения строения Земли, но повышение достоверности получаемых данных остается актуальной задачей. При изучении горных пород и рыхлых грунтов, наряду с остальными, используются геофизические методы. Одним из них является метод вызванной поляризации. Использование данного метода позволяет детально изучить исследуемые горные породы.

Вызванная поляризация (ВП) – это электрохимическое явление, происходящее в горных породах и рудах под действием электрического тока и сопровождаемое возникновением вторичных электродвижущих сил (Комаров, 1980). В данной работе при изучении ВП грунтов использовалось электрическое профилирование. Электрическое профилирование наряду с электрическим зондированием представляет собой одну из основных модификаций метода сопротивлений. В процессе электрического профилирования кажущееся сопротивление измеряют установками, размеры которых остаются постоянными, а сами установки перемещают вдоль профиля или системы профилей, покрывающих исследуемую площадь с густотой, определяемой характером решаемой геологической задачи (Якубовский, 1980). Таким образом, при электропрофилеировании изучается геоэлектрический разрез в горизонтальном направлении на одной (почти одинаковой) глубине от земной поверхности для выбранных разносов в питающей линии (Бондаренко, 1993).

Целью данной работы является изучение зависимости показателей вызванной поляризации песков от глинистости, а также исследование влияния шага измерений на получаемые результаты. Исследования выполнялись в лабораторных условиях на основе синтетической модели. Наблюдения выполнялись генератором прямоугольных разнополярных импульсов (TLT-30) и измерителем ВП во временной области (TLR-003).

Измерения проводились в следующем порядке:

1. Была создана измерительная ячейка 700х600х500 мм (заполненная чистым песком);
2. В центре установки закладывалась аномальная область 250х180х80 мм (заполненная смесью песка и глины с определённым процентным содержанием);
3. Выполнялись измерения поляризуемости и влажности с шагом 50 и 100 мм;
4. В аномальной области закладывается новая смесь с увеличенным показателем глинистости;
5. Цикл повторялся до 50% содержания глины в исходном песке.

Пример полученных результатов показан на рисунке 1, на котором наблюдается влияние области аномальной глинистости ПК 30-60 на форму распределения ВП. При этом график для шага 50 мм уверенно локализует границы аномального тела повышенным уровнем ВП, а также зонами максимального градиента. В свою очередь график для шага 100 мм имеет совершенно иное распределение, не отражающее имеющуюся модель. Это связано с размерами аномального тела и чувствительностью используемой установки.

В случае 50 мм шага основным источником сигнала является непосредственно аномальное тело, тогда как 100 мм шаг обеспечивает большую глубину проникновения тока. В таком случае источником сигнала является слой с низкими значениями ВП, залегающий ниже аномального тела. Эта ситуация хорошо видна на графиках для всех случаев глинистости. При этом границы аномального тела определяются зонами резкого градиента и в случае 100 мм шага.

Исследование влажности показало, что её изменение значительно влияет на регистрируемые значения ВП. Это отражается как изменениями отдельных значений, так и изменением всей формы графика. Поэтому при определении параметров ВП для песков с разной глинистостью необходимо учитывать и влажность.

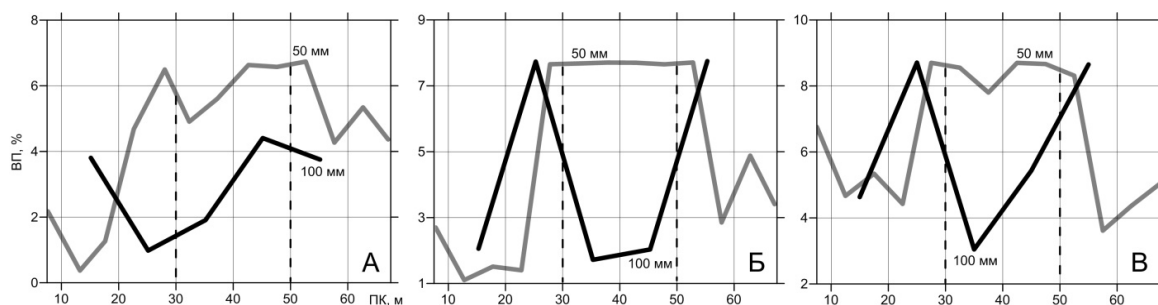


Рис. 1. Графики изменения параметра ВП для шага 50 и 100 мм:

А – 5% глинистости; Б – 20% глинистости; В – 50% глинистости.



В ходе выполненных измерений было выявлена зависимость параметра вызванной поляризации песка от его глинистости, а также влажности песка в момент измерений. Установлено, что при измерениях необходимо серьёзно подходить к выбору шага измерений электроразведочной установки. Кроме того, при исследовании аномальных тел в толще песка, необходимо использовать комбинированные методики наблюдений, обеспечивающие большую плотность измерений, в частности электротомографию.

#### **Список литературы**

1. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. 2-е издание. Л.: Недра, 1980. 391 с.
2. Якубовский Ю.В. Электроразведка. М.: Недра, 1980. 384 с.
3. Бондаренко В.М., Лумпов Е.Е., Лыхин А.А. Интерпретация геофизических данных. М.: МГГА, 1993. 114 с.

## **ГИПОЦЕНТРЫ УДАЛЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И АЛГОРИТМ ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ**

**Зуева И.А**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН, ek92wa@mail.ru*

В данной работе представлены определение гипоцентров удаленных землетрясений и алгоритм расчета гипоцентров удаленных землетрясений, составленный по методу, предложенному автором книги (Бурмин, 1994).

**Гипоцентры удаленных землетрясений.** Землетрясения – подземные толчки и колебания поверхности Земли, вызванные естественными причинами (главным образом тектоническими процессами), или искусственными процессами (взрывы, заполнение водохранилищ, обрушение подземных полостей горных выработок). Землетрясения сопровождаются высвобождением огромной энергии в результате разрыва горных пород. Меняют рельеф, вызывают большие разрушения и уносят человеческие жизни. Разрывы, смещения в горных породах охватывают некоторый объем, который называют очагом, или гипоцентром землетрясения.

Под удаленными или телесейсмическими землетрясениями обычно подразумевают землетрясения, удаленные от регистрирующих станций на расстояния более 2000 км.

Удаленные землетрясения – это сильные землетрясения. Они способны вызвать обширные разрушения. Случаются на планете примерно раз в две недели. Большая их часть приходится на дно океанов, и поэтому не сопровождается катастрофическими последствиями. Гипоцентры удаленных землетрясений находятся на глубинах более 10 км. Сейсмические волны от таких землетрясений распространяются на большие расстояния.

Самые удаленные землетрясения и незначительные из них, регистрируются международной сейсмологической сетью. Удаленные землетрясения можно наблюдать на записях станций карельской сети. На территории Республики Карелии установлены четыре сейсмостанции. В г. Петрозаводске, в п. Кривой Порог, в г. Костомукше и в Питкярантском районе.

Определение гипоцентра землетрясения играет большую роль в сейсмологии.

Точность значений позволит более точно определить источник напряжения. Зная глубину, время пробега волны от источника до приемника можно определить скорость прохождения волн в земле. Построив скоростной разрез среды, можно составить представление о строении подземных толщ.

Координаты гипоцентра принято искать путем минимизации функционала суммы квадратов невязок между расчетными и наблюдаемыми временами пробега упругих волн от очага до сейсмостанции. Представленный в работе алгоритм определения координат гипоцентра удаленных землетрясений, составлен по методу минимизации функционала в пространственных переменных, что позволяет повысить устойчивость определения координат гипоцентра землетрясения.

**Алгоритм решения.** Задача определения гипоцентра удаленных землетрясений рассматривается на шаре. На первоначальном этапе работы используется осредненная скоростная модель земли. Решение задачи происходит в цикле, сравниваем теоретические и практические значения до нахождения нужного значения.

1. Задаем известные величины: скоростную модель Земли, в общем случае, для каждой станции свою, координаты сейсмических станций, времена прихода волн от очага до сейсмостанций.

2. Задаем множество глубин, на которых могут располагаться очаги землетрясений и множество значений времен возникновения землетрясений (время в очаге).

3. Для каждой станции вычисляем времена пробега сейсмических волн.

4. Вычисляем теоретические значения эпицентральных расстояний по временам пробега сейсмических волн.

5. Решаем систему линейных алгебраических уравнений, связывающую координаты станций и координаты очага.

6. Вычисляем функционал, выбрав те значения глубины и времен, которые минимизируют данный функционал.

7. Выводим координаты гипоцентра.

На основе данного алгоритма составлена программа расчета гипоцентров удаленных землетрясений. Программа написана на языке Фортран.

**Заключение.** Удаленные землетрясения происходят на больших глубинах и на расстояниях до нескольких тысяч километров от регистрирующих станций. Сопровождаются большим выбросом энергии и сильными разрушениями. Определить на какой глубине находится очаг таких землетрясений очень сложно. Полученный алгоритм позволит приблизиться к нахождению более точного значения гипоцентра. Более точные значения гипоцентра способствуют составить новую картину внутреннего строения Земли.

#### Список литературы

1. Бурмин В.Ю. Оптимизация сейсмических сетей и определение координат землетрясений.: Москва, 1994. 184 с.

## ПОКАДРОВАЯ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИЯ ИЛИ TIME-LAPSE ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY (ERT) МОНИТОРИНГА МИГРАЦИИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Нилова М.В.

*Институт геологии Карельского научного центра РАН, 777maria25\_12@mail.ru*

Покадровая электротомография или time-lapse electrical resistivity tomography – очень распространенный на Западе метод изучения различных геодинамических, гидрохимических и геоэкологических процессов. Его применение позволяет в течение длительного времени получать новую информацию о быстро развивающихся геологических процессах, и давать своевременную оценку их степени развития (Огильви, 1990; Florian et. al., 2013). Во многих западных странах, например в Италии, уже внедряют автоматизированные системы «time-lapse» электротомографии, которые также находят применение в смежных исследованиях, таких как, управление отходами, удаленный мониторинг рекультивации земель, предупреждение обвалов, оползней, селей и т.п., а также помогают в понимании экстремальных явлений таких как, наводнения или засуха (Genelle et. al., 2012; Chrétien et. al., 2014; R. De Franco et. al., 2009).

Суть покадровой электротомографии заключается в пошаговой регистрации распределения геоэлектрических параметров ( $\rho_k$ ,  $\eta_k$ ) в разрезе, в ходе протекания какого-либо динамического процесса, с целью выделения геофизических критериев, характеризующих эту динамику (Loke and Tutorial, 2012). Иными словами, в конечном объеме геологической среды проводятся измерения геофизических параметров одной и той же установкой с идентичной расстановкой электродов, на различных стадиях протекания геологического процесса.

В связи с тем, что в России данный метод только начинает активно использоваться и изучаться, объем полевых данных по покадровой электротомографии, как правило, мал, поэтому физическое и математическое моделирование и аналоговые лабораторные эксперименты играют важную роль на этапе планирования надежных систем мониторинга (Sentenac et. al., 2010). В условиях физического моделирования желательно проводить предварительные измерения до начала протекания процесса и далее с выбранным интервалом в ходе всего протекания динамики, вплоть до её полной остановки, если таковая возможна.

Сотрудниками лаборатории геофизики КарНЦ РАН было проведено физическое моделирование геологической среды, с целью мониторинга миграции в ней нефтяного загрязнения, регистрируемое методом покадровой электротомографии двумя типами установок: дипольной и Шлюмберже. Измерения УЭС производились электроразведочной станцией СКАЛА-48М. Моделирование проводилось в прямоугольном баке из стеклопластика объемом 0,385 м<sup>3</sup>. В баке была смоделирована простейшая геологическая среда из среднее и мелкозернистого песка и глиняного наклонного водоупора длиной 1,64 м. В боковых стенках, ограничивающих экспериментальную модель, была сделана перфорация для создания водяного потока. В качестве загрязнителя использовались отработанные нефтепродукты, введенные инъекционно в объеме 200 мл в определенном участке бака. Далее производились измерения геофизических

параметров четырёхэлектродной симметричной электроразведочной установкой с шагом 5 см вдоль ста шестидесяти сантиметрового профиля. Цикл измерения повторялся каждые 24 часа в течение 5 суток. За это время происходило смещение нефтепродуктов под действием водотока.

Проведенные исследования показали возможности электротомографии при мониторинге загрязнения в геодинамической среде. На основе использования данной методики были определены пространственно-временные характеристики загрязнения среды нефтепродуктами. Полученные результаты дали основу для осуществления геоэкологического мониторинга посредством покадровой электротомографии на новом качественном уровне.

#### Список литературы

1. Огильви, А.А. Основы инженерной геофизики / А. А. Огильви. Москва : Недра, 1990. – 502 с.
2. Florian M. Wagner, Marcus Möllera, Cornelia Schmidt-Hattenberger, et al. Monitoring freshwater salinization in analog transport models by time-lapse electrical resistivity tomography // Journal of Applied Geophysics. 2013. V. 89. P. 84–95.
3. Loke, M.H. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys [Electronic resource] / M. H. Loke. 2012. 148 p. URL: [www.geotomo.com](http://www.geotomo.com).
4. Genelle F., Sirieix C., Riss J., Naudet V. Monitoring landfill cover by electrical resistivity tomography on an experimental site // Engineering Geology. 2012. V. 145–146. P. 18–29.
5. Chrétien M., Lataste J.F., Fabre R., Denis A. Electrical resistivity tomography to understand clay behavior during seasonal water content variations // Engineering Geology. 2014. V. 169. – P. 112–123.
6. R. de Franca, G. Biellab, L. Tosib, et al. Monitoring the saltwater intrusion by time lapse electrical resistivity tomography: The Chioggia test site (Venice Lagoon, Italy) // Journal of Applied Geophysics. 2009. V. 69. P. 117–130.
7. Sentenac P., Montinaro A., Kullessa B. Diesel transport monitoring in simulated unconfined aquifers using miniature resistivity arrays // Environmental Earth Science. 2010. V. 61. P. 107–114.

## ОПЫТ ПРОВЕДЕНИЯ И АКТУАЛЬНОСТЬ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА ПРИ РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕСКА И ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫХ СМЕСЕЙ

Родионов А.И.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, [fabian4695@gmail.com](mailto:fabian4695@gmail.com)

На сегодняшний день всё большую сферу применения при изучении приповерхностной части разреза находит метод георадиолокации, который, как показывают исследования различных авторов (Владов, 2004; Daniels, 2004), позволяют получить широкий спектр информации о строении геологической среды, основываясь на изменениях её диэлектрической проницаемости. Георадиолокация используется при проведении инженерно-геологических изысканий, разведке месторождений полезных ископаемых, в частности песчано-гравийной смеси (ПГС) и песка. Существует ряд успешных примеров использования этой методики для определения полезной толщи на подобных месторождениях (Глазунов, 2001; Lucius, 2006). При проведении работ с участием данного метода важно учитывать, что различные условия образования песка и ПГС формируют разные по составу и строению залежи, требующие особого подхода. Целью данной работы является изучение возможностей георадиолокации при разведке месторождений песка и ПГС в пределах распространения ледниковых форм рельефа в Северо-Западном регионе России.

Изыскания проводились в трёх областях Северо-Западного региона – Республике Карелия, Новгородской области и Мурманской области (рис. 1). Большинство месторождений разведывалось для нужд дорожного строительства. На значительной части исследуемой территории состав, структура и морфология четвертичных отложений обусловлены деятельностью ледника, приведшей к образованию водно-ледниковых, флювиогляциальных и аллювиальных отложений. Одним из важнейших геологических факторов, влияющих на распределения месторождений песка и ПГС, является характер дегляциации (Евзеров, 2000). Этот процесс протекает по-разному, в зависимости от состава пород, климата и прочих факторов, что приводит к формированию большого количества различных генетических типов месторождений. Основными формами рельефа, к которым приурочены крупные запасы песка и ПГС, являются краевые гряды, озы, флювиогляциальные равнины и дельты.

Георадиолокационные исследования осуществлялись георадаром «ОКО-2» с антенным блоком АБ-150М по отдельным рекогносцировочным профилям, привязка осуществлялась с помощью GPS навигатора. В задачи георадиолокации входило определение структуры и мощности рыхлых отложений, выделение

наиболее продуктивных интервалов, локализация глинистых образований (линз, прослоев), а также определение глубины залегания подстилающих коренных пород. Данные обрабатывались при помощи пакета программ GeoScan32, в процессе обработки осуществлялась необходимая фильтрация, проводился георадарный фациальный анализ. Полученные результаты заверялись шурфами и скважинами шнекового бурения, выполняемого при помощи мобильного бурового установки УКБ-12/25. Средняя глубина скважин составляла порядка 15 метров.

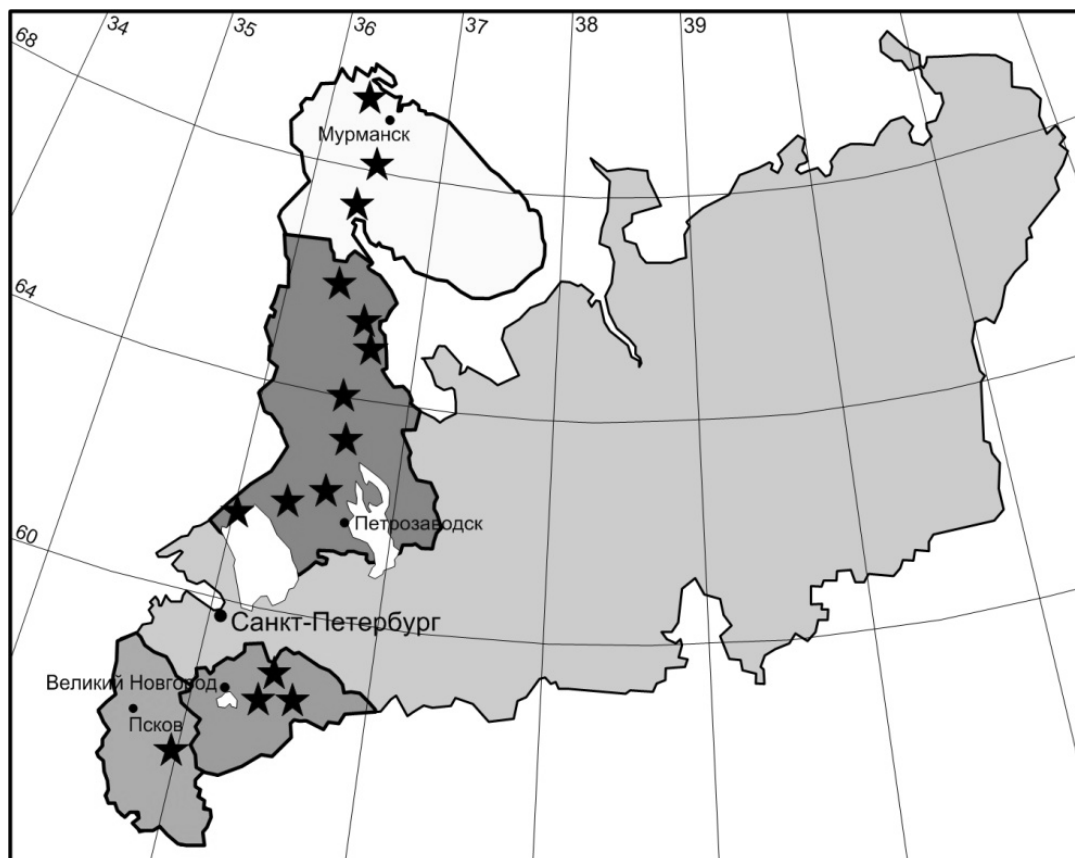


Рис. 1. Карта Северо-Западного региона  
(звёздочками обозначены участки исследований)

В качестве примера приводятся георадарные профили с участков с различными генетическими типами месторождений. На рис. 2А показан разрез, полученный на месторождении ПГС в западном Приладожье. Участок недр расположен в пределах денудационно-аккумулятивной равнины, сложенной осадками разных генетических типов, которые образуют различной мощности чехол, часто прерывающийся выходами скальных пород. Георадиолокация позволила установить, что основная часть участка сложена песками, а не ПГС как предполагалось ранее. Это видно по характерному поведению волнового поля, которое позволяет выделить фацию среднезернистого песка косога залегания. Мощность полезной толщи варьируется в среднем от 4 до 10 метров. Ниже она подстилается моренными отложениями и коренными породами, граница с которыми хорошо прослеживается на радарограмме.

На рис. 2Б рассматривается профиль, выполненный по вершине Ондскогооза, расположенного в центральной Карелии. Использование георадара показало, что полезная толща на участке выдержана по составу на всём своем протяжении. При этом изучаемый участок следует рассматривать как месторождение ПГС вследствие «неупорядоченного» поведения волнового поля, в котором, тем не менее, прослеживаются линейные оси синфазности, соотносимые с прослоями песков. Последующее детальное геологическое исследование определило, что толща на 35% состоит из песка и на 65% из ПГС, с содержанием гальки и гравия не менее 15%. На рис. 2В показан разрез, полученный недалеко от побережья Кандалакшского залива. По полученному разрезу установлено, что полезная толща песков частично сложена среднезернистыми песками, имеющими морское происхождение, и ПГС, образованном в краевой ледниковой зоне. Генезис песков, залегающих сверху, связан с регрессией Белого моря.

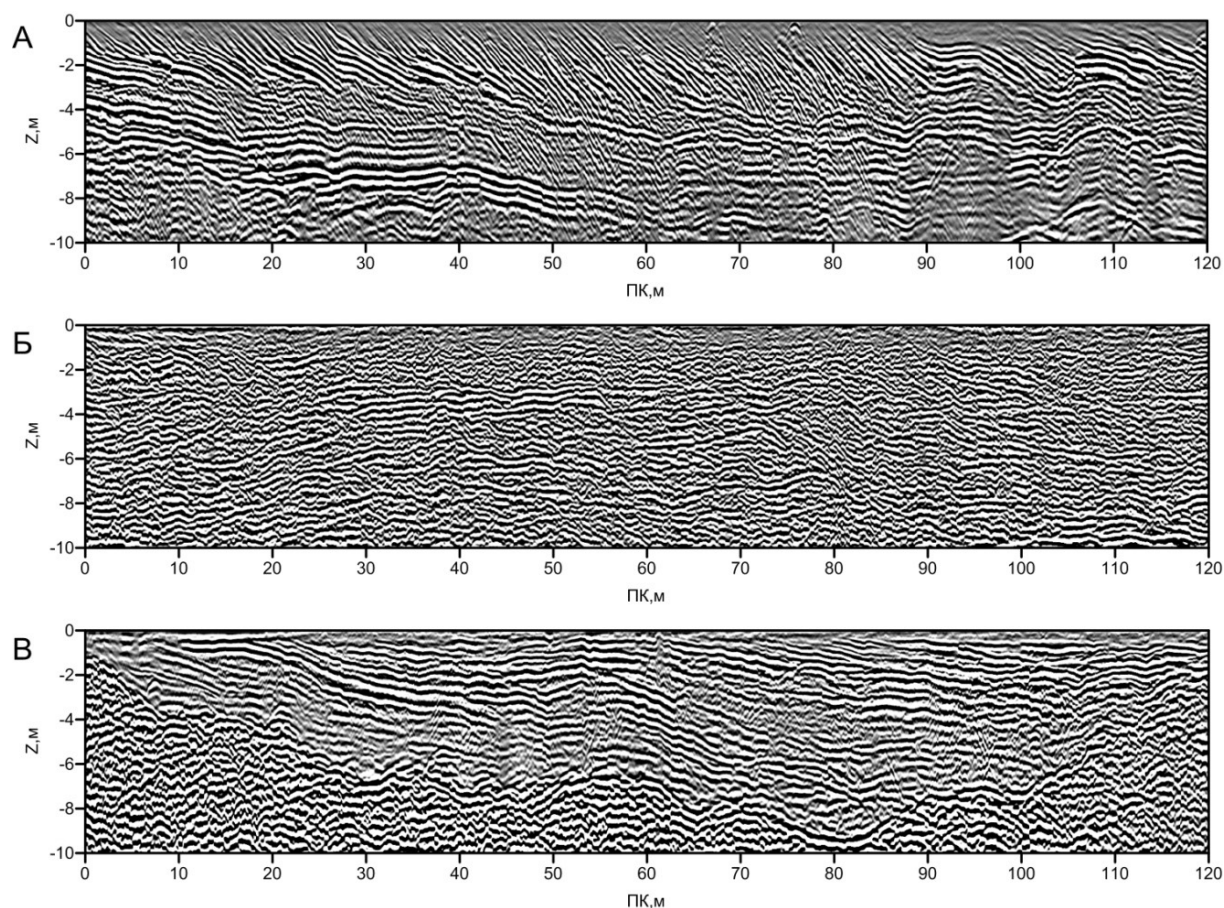


Рис. 2. Георадарные профили, выполненные на:

А – Участке в Приладожье; Б – Участке в центральной Карелии; В – Участке рядом с Кандалакшским заливом

Выполненные исследования показывают, что метод георадиолокации хорошо подходит для изучения различных форм ледникового рельефа. Установлено, что использование георадиолокации является ведущим геофизическим методом при разведке месторождений песка и ПГС. Его применение обеспечивает получение информации о структуре залежи и её составе, оперативно и при малых затратах. Дальнейшее развитие подобных методических подходов позволит детально выделять сорта сырья, глинистость и крупность песка и ПГС в естественном залегании.

#### Список литературы

1. Владов М.Л. Введение в георадиолокацию. Учебное пособие / М.Л. Владов, А.В. Старовойтов. М.: Издательство МГУ, 2004. 153 с.
2. Глазунов В.В. Георадиолокационное зондирование при поисках и разведке месторождений песка / В.В. Глазунов, Н.Н. Ефимова // Разведка и охрана недр. 2001. № 3. С. 42–44.
3. Евзеров В.Я. Размещение месторождений песка, песчано-гравийных смесей и легкоплавких глин Кольского региона в связи с дегляциацией / В.Я. Евзеров // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2000. № 9. С. 152–159.
4. Daniels D.J. Ground penetrating radar / D.J. Daniels. Cornwall: MPG Books Limited, 2004. 722 p.
5. Lucius J.E. An Introduction to using surface geophysics to characterize sand and gravel deposits // J.E. Lucius, W.H. Langer, K.J. Ellefsen. Reston: U.S. Geological Survey, 2006. 51 p.

# **Геоэкология и четвертичная геология**



## РОЛЬ ГОСУДАРСТВЕННЫХ ОПЫТНЫХ ПОЛИГОНОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ФЕДЕРАЛЬНОГО ОКРУГА В СИСТЕМЕ МОНИТОРИНГА НА ПРИМЕРЕ ВОДНО-БАЛАНСОВОЙ СТАНЦИИ МАЛАЯ ИСТРА

Алентьев Ю.Ю.

Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе,  
alentev\_49@mail.ru

Государственная опорная наблюдательная сеть государственного мониторинга состояния недр (ГМСН) предназначена для изучения состояния подземных вод:

- в естественных,
- слабонарушенных,
- нарушенных условиях.

Состояние подземных вод в естественных условиях используется в качестве фона для оценки и прогноза изменений под влиянием антропогенной нагрузки (эксплуатации водозаборов подземных вод, подпора водохранилищ, добычи твердых полезных ископаемых, деятельности крупных предприятий, строительства, и др.)

В состав государственной опорной наблюдательной сети ГМСН в Центральном федеральном округе входят четыре государственных опытных полигона (Матафонов, Заднепровская, 2012).

Данные полигоны являются уникальными опытными исследовательскими площадками для разработки подходов по оптимизации систем наблюдений государственного мониторинга состояния недр. Они решают задачи связанные с расширенным комплексом наблюдений для исследования условий формирования баланса, состояния подземных вод, а также миграционных процессов. Кроме того, данные полигоны несут учебную, научную и исследовательскую функцию.

Из четырех полигонов два являются водно-балансовыми станциями. Это полигоны «Малая Истра» и «Верхняя Волга». Под водно-балансовая станцией понимается специализированная гидрометеорологическая станция, которая проводит изучение закономерностей формирования режима и баланса подземных вод, экспериментальное изучение приходных и расходных элементов водного баланса и факторов, обуславливающих изменения данных элементов (Алентьев, Лисенков, 2014).

**Полигон «Верхняя Волга»** расположен на берегу Иваньковского водохранилища в Конаковском районе Тверской области. Создание данного полигона началось в конце 1990-х годов. В основном строительством объектов на полигоне занималось ГФУП по ЭИВ «Центрводхоз». На полигоне «Верхняя Волга» проводятся комплексные наблюдения:

- за метеорологическими показателями,
- за параметрами, характеризующими состояние подземных и поверхностных вод,
- гидрологические наблюдения на р. Волге и ее притоках.

Также в задачу данного федерального полигона входит получение необходимой информации для принятия рациональных управленческих решений по использованию водных ресурсов бассейна Верхней Волги. Для решения этих задач на территории водно-балансовой станции «Верхняя Волга» расположены галерея скважин, метеостанция и скважины для наблюдения за подземными водами.

**Полигон «Каменная степь»** находится в Таловском районе Воронежской области. Работы на данном полигоне ведутся уже более ста лет. Основы современного полигона были заложены в 1892 году во время особой экспедиции лесного департамента, которую возглавлял В.В. Докучаев. С этого же года стали проводиться метеонаблюдения, которые продолжаются и по настоящее время. С 1893 года ведутся работы по изучению поверхностного стока. В 1894 году началась плановая закладка лесных полос, продолжающаяся до настоящего времени.

Сегодня на территории опытного полигона «Каменная степь» проводятся исследования:

- условий формирования режима грунтовых вод,
- элементов водного баланса,
- химического состава подземных вод в районе, подвергшемся техногенному воздействию в результате осуществления водной и лесной мелиорации.

Состав и структура наблюдательной сети государственного полигона «Каменная степь» в течение многолетних наблюдений изменялась в зависимости от решаемых задач. Наибольшее количество наблюдательных пунктов было в 1956 году – 246 (скважины, колодцы и т. п.).

Мониторинг на данном полигоне ведут специалисты гидрогеологического отряда входящего в ТЦ «Воронеж-Геомониторинг» (Середин, Позднякова, 2011).



**Опытный полигон «Деменка-Кожаны»**, расположенный в Брянской области, создан в 1992 году. В 1995 году исследования на полигоне проводились в рамках ГМГС. С 1995 по 2003 годы опытный полигон входил в состав ГПП «Брянскгеология», а с 2003 года по настоящее время входит в состав «Геоцентр-Брянск».

На данном полигоне проводятся наблюдения за радиоэкологическим состоянием геологической среды в условиях долговременного радиоактивного загрязнения юго-западных районов Брянской области, образованного в результате аварии на Чернобыльской АЭС, с целью получения данных для составления долгосрочного прогноза загрязненности окружающей среды в целом, а особенно источников питьевого водоснабжения. Для этого на территории опытного полигона выполняются следующие виды работ:

- замеры и анализ мощности экспозиционных доз в пунктах радиометрических наблюдений на поверхности почвы,
- отбор проб поверхностных и подземных вод (из колодцев и скважин) на цезий 137 и стронций 90,
- литохимическое опробование почв, донных отложений, растительности и др. (Ахременко и др., 2012).

**Полигон «Малая Истра»**. Объектом исследования ВБС (водно-балансовой станции) «Малая Истра» является бассейн р. Малая Истра, расположенный на северо-западе Московской области. Большая часть территории бассейна расположена в Истринском районе. Близость Москвы во многом обуславливает экономику района и хорошо развитую транспортную инфраструктуру. Климат рассматриваемого района умеренно континентальный (Матафонов, Заднепровская, 2012).

Работы в рамках водно-балансовой станции «Малая Истра» были начаты в 1981 году. С 1981 по 1983 год исследования режима влагопереноса в зоне аэрации и режимные наблюдения за уровнем грунтовых вод на опорном пункте (ОП) ВНИИЛМа (основанном в 1937 году) проводили сотрудники ПЛОГС МГУ на основании договора с ЦИГГЭ, а уже с 1983 по 1986 год – полевой отряд ЦИГГЭ. За период с июля 1985 года по март 1990 силами ЦГиИГП и Истринского водно-балансового отряда на стационаре «Малая Истра» выполнен объем работ, как по отработке методики наблюдений и самим наблюдениям, так и по строительству и оборудованию стационара. В 1986 году на 4-х площадках ОП ВНИИЛМа были оборудованы пятиметровые шурфы (рис. 1, 2) для изучения влагопереноса в зоне аэрации.

В 1988 году у каждого шурфа были пробурены радиометрические скважины глубиной 5 метров, в которых проводились наблюдения за влажностью с помощью нейтронного влагомера. С целью исследования приходных и расходных элементов водного баланса станция была оборудована двумя метеоплощадками: одна на открытой местности (рис. 3), другая под пологом леса.



Рис. 1. Вид шурфа изнутри



Рис. 2. Шурф на метеоплощадке



Рис. 3. Метеоплощадка на ВБС «Малая Истра»

К концу 1990 года станция приобрела близкий к настоящему вид. На станции «Малая Истра» был построен жилой дом для размещения сотрудников отряда и камеральные помещения. Территория стационара огорожена сеткой, проложены подъездные пути для автотранспорта. Построено складское помещение для хранения оборудования, бетонная площадка для стоянки автотранспорта. Проведена линия электропередачи к жилым домам и камеральному помещению (Пашковский, Родионов, 1990). С 1990 года по настоящее время на водно-балансовой станции проводится реконструкция имеющихся строений и метеорологических площадок, замена старого, вышедшего из строя или не отвечающего современным требованиям, оборудования на новое.

Основными целями работы водно-балансовой станции «Малая Истра» являются:

1) Оценка и прогноз состояния окружающей среды в связи с прогрессирующей хозяйственной деятельностью.

2) Изучение природных и нарушенных хозяйственной деятельностью условий питания подземных вод.

3) Совершенствование методики комплексного изучения водного баланса.

Опытные федеральные полигоны выполняют важную практическую и научно-исследовательскую функцию в системе мониторинга состояния недр. Но их количество незначительно для такой крупной и сильно подверженной различным техногенным нагрузкам территории как Центральный федеральный округ.

#### **Список литературы**

1. Алентьев Ю.Ю., Лисенков А.Б. Оценка антропогенного влияния на химический состав подземных вод в Московской области. // Известия вузов. Геология и разведка. 2014. № 4. С. 76–80.
2. Ахременко С.А., Городков А.В., Левкина Г.В. Государственный доклад. О состоянии окружающей среды Брянской области в 2011 году. Брянск, 2012. 299 с.
3. Паиковский И.С., Родионов В.Л. Проект. Стационарное изучение режима и баланса подземных вод в бассейне р. Малая Истра. М., 1990. 80 с.
4. Середин Е.А., Позднякова Н.И. Изучение режима и баланса грунтовых вод на опорном государственном полигоне «Каменная степь» (Воронежская область) // Питьевые подземные воды.
5. Изучение, использование и информационные технологии. Тез.док. Московская область, п. Зеленый, 2011. Ч. 4. С. 35–48.
6. Матафонов Е.П., Заднепровская О.М. Информационный бюллетень за 2011 год. Государственный мониторинг состояния недр территории федерального полигона «Малая Истра» в 2011–2013 гг. М., 2012. 74 с.
7. Официальный сайт департамента по недропользованию по Центральному федеральному округу URL: <http://centrnedra.ru/?Step=additional&id=1>.

## **ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ СНЕГА, ЗАГРЯЗНЕННОГО ПРОТИВОГОЛОЛЕДНЫМИ МАТЕРИАЛАМИ, НА СОСТОЯНИЕ ПОЧВ г. ВОРОНЕЖА**

**Беспалова Е.В.**

*Воронежский государственный университет, elena\_bespalova@bk.ru*

Снежный покров выступает в качестве депонирующего компонента окружающей среды, то есть он обладает способностью накапливать в себе загрязнители практически всех видов. В городской среде, где наблюдается большое количество, как стационарных, так и передвижных источников загрязнения, снежный покров адсорбирует значительную часть продуктов техногенеза. В нем обнаруживаются компоненты выбросов промышленных предприятий и выхлопных газов автотранспорта, а порой и различные виды отходов. Кроме того, значительный вклад в загрязнение снежного покрова вносят применяемые для обработки дорожных покрытий антигололедные реагенты различной природы.

Согласно решению Воронежской городской Думы снег, собираемый на улицах, проездах города и на территориях организаций и предприятий, вывозится на «снежные свалки». Однако сами такие места складирования снега с примесью песко-соляной смеси могут являться источником существенного негативного воздействия на окружающую среду.

Целью нашей работы стало изучение влияния снега, вывозимого с улиц г. Воронежа и загрязненного песко-соляной смесью, на состояние почвенного покрова и через гидравлическую связь на водохранилище.

Поставленные задачи были следующими:

1. Узнать состав песко-соляной смеси, применяемой в Воронеже.
2. Определить местоположение площадки для складирования снега.
3. Изучить химический состав снега и почвы данной площадки.
4. Сравнить полученные результаты с фоновыми показателями и дать оценку степени загрязнения почв, вызванной влиянием загрязненного снега.

В г. Воронеже в качестве противогололедных реагентов используется песко-соляная смесь. Песко-соляную смесь получают при смешивании песка с хлористым натрием или хлористым калием в соотношении: 90–97% песка и 3–10% реагентов. Количество добавляемых реагентов зависит от минимальной температуры воздуха в зимний период и влажности песка: обычное соотношение 97% песка – 3% соли, при морозах 90% песка – 10% соли. Состав соли: NaCl – 97.75%, Ca – 0.49%, Mg – 0.02%, SO<sub>4</sub> – 1.18% и др. компоненты.

Для отбора проб была выбрана площадка для складирования снега в районе пустыря Облпотребсоюза (пр. Патриотов, 63). Проба снега получена путем смешивания отдельных 10 проб для усреднения результатов. Отобранную усредненную пробу высыпали в полиэтиленовый пакет, далее в учебной эколого-аналитической лаборатории пересыпали в чистую посуду для таяния. Талую воду фильтровали. По осадку, полученному на фильтре, определяли количество взвешенных частиц в отобранной пробе, а в фильтрате определяли следующие показатели: минерализация (кондуктометрический метод); общая жесткость,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  (титриметрический);  $\text{Mg}^{2+}$  (расчетный); pH (потенциометрический) (Муравьев, 2011).

Поскольку ГОСТ Российской Федерации по загрязнению снежного покрова не существует, а применение нормативных документов поверхностных вод к талой воде не всегда обосновано, то для более объективной характеристики загрязнения снежного покрова за основу принимается сопоставление концентраций загрязнителей городских проб снега с соответствующими значениями их фонового аналога. Это достигается расчетом коэффициента концентрации химических элементов ( $K_c$ ) по формуле:  $K_c = C_i / C_f$ , где  $C_i$  – содержание элемента в исследуемом объекте,  $C_f$  – среднее фоновое содержание элемента (Касимов, 1995). В качестве фонового участка была выбрана территория в 1 км от «снежной свалки», расположенная выше по склону и имеющая древесную растительность. Такая территория благодаря своему возвышенному положению не будет испытывать негативного влияния талого стока, поступающего со «снежной свалки» в весенний период. В то же время позволит благодаря близости к исследуемому участку и изначально сходных природных условий достоверно проследить степень изменений, вызванных антропогенным фактором.

Результаты химического анализа проб снега показаны в табл. 1.

**Таблица 1.** Сравнительная характеристика химического состава снега со «снежной свалки» и на фоновой территории

Показатели	Значения		Превышение над фоном
	«снежная свалка»	фон	
pH	7,48	6,75	1,1
Взвешенные вещества, мг/л	14 517,24	17,1	849,0
общ. жесткость, мг-экв/л	1,57	0,08	19,6
$\text{Ca}^{2+}$ , мг/л	24,71	1,35	18,3
$\text{Mg}^{2+}$ , мг/л	4,13	0,12	34,4
$\text{HCO}_3^-$ , мг/л	69,0	7,48	9,2
$\text{SO}_4^{2-}$ , мг/л	82,0	36,0	2,3
$\text{Cl}^-$ , мг/л	667,0	3,05	218,7
минерализация, мг/л	805,84	51,4	15,7

Исследование показало, что содержание загрязняющих веществ в снеге, отобранном с территории «снежной свалки», намного превышает фоновые значения (от 2,3 до 849 раз по различным показателям). Особенно велико содержание в нем взвешенных веществ (14517,24 мг/л,  $K_c=846,0$ ) и хлоридов (667 мг/л,  $K_c=218,7$ ). Именно поэтому особую опасность представляет таяние такого снега, ведь при этом все загрязняющие вещества поступают в природные среды (почвы, подземные воды, водохранилище).

Для подтверждения данного вывода был проведен химический анализ почвы на территории «снежной свалки» и с фонового участка – табл. 2.

**Таблица 2.** Сравнительная характеристика химического состава почвы со «снежной свалки» и на фоновой территории

Показатели	Значения		Превышение над фоном
	«снежная свалка»	фон	
pH	8,01 (щелочная)	6,98 (нейтральная)	1,2
$\text{HCO}_3^-$ , мг/л	59,1	31,28	1,9
$\text{SO}_4^{2-}$ , мг/л	94	39,5	2,4
$\text{Cl}^-$ , мг/л	118,6	16,2	7,3
Тип засоления	смешанный	смешанный	
Степень засоления	среднезасоленная	незасоленная	

Было выявлено, что степень засоления почв на территории «снежной свалки» выше по сравнению с фоновым участком. Если на первой территории почвы среднезасоленные, то на фоновом участке незасоленные. Особенно большие различия наблюдаются в количестве хлоридов – почвы под «снежной свалкой» содержат в 7 раз больше данных веществ по сравнению с фоном. Также на территории «снежной свалки» изменился уровень pH с нейтрального до щелочного. Все это свидетельствует о том, что талые воды – значительный источник загрязняющих веществ, поступающих в почвенный слой, в недостаточно защищенные подземные горизонты, в Воронежское водохранилище, и приводящий к неблагоприятным изменениям окружающей среды.

### *Перспективы решения проблемы*

Поскольку талый сток является одним из источников загрязнения окружающей среды, организованное его отведение и обезвреживание является важнейшим требованием охраны поверхностных вод. Проблема правильной утилизации городских снежных масс до сих пор не решена в нашем городе. Традиционно снег от уборки города вывозится на неиспользуемые земли, которые в последние годы все труднее найти, в основном по причине интенсивной застройки территорий городского округа, либо предоставления земельных участков в иных целях. Сброс снега на прилегающие к городу необорудованные территории без какой бы то ни было очистки приводит к неблагоприятным экологическим последствиям: засолению почв, угнетению роста растительности, загрязнению водоносных горизонтов, увеличению антропогенного воздействия на водоемы.

Кроме этого утилизация снега в последние годы происходит на ООО «ЛЮС». На сегодняшний день Левобережными очистными сооружениями принимается около 1/3 общего количества вывезенного снега с улично-дорожной сети города. Однако зная, насколько неэффективно работают очистные сооружения, можно сделать вывод, что недостаточно очищенные талые воды также приведут к дополнительной нагрузке на водохранилище.

Также в ходе проверок неоднократно регистрируется несанкционированное размещение загрязнённого снега в водоохранной зоне водохранилища, на водосборной площади р. Песчанка, что свидетельствует о грубом нарушении требований, установленных муниципальными правовыми актами.

В виду этого перспективным является строительство стационарного снеготопильного пункта, который позволяет не только утилизировать снежные массы, но и производить их очистку перед сбросом. Опыт работы по применению снеготопильных установок, накопленный в г. Москве, показывает положительный результат по их использованию и финансовую окупаемость в 2–3 зимних сезона (Кульбачевский, 2011).

В Воронеже тоже в 2010 году озвучивалось предложение строительства стационарного снеготопильного пункта на участке ГКНС МУП «Водоканал Воронежа» у Вогрессовского моста со стороны Левобережного района. Размещение на данном участке СПУ решило бы территориальную проблему со складированием снега для левого берега, Ленинского и Центрального районов. Тем более, что расположение данной площадки рядом с ТЭЦ-1 создает возможность по использованию теплоносителей для плавления снега вместо дизельного топлива, что позволит снизить стоимость процесса плавления снега. Предполагалось провести эколого-экономическую оценку данного проекта и вынести решение о возможности его реализации. Однако до сих пор невозможно найти никакой информации о результатах данной экспертизы, а строительство снеготопильного пункта так и остается идеей, реализованной только на бумаге.

Таким образом, для снижения негативного влияния талых стоков на водохранилище предлагается провести следующие меры:

1. Отказ от складирования снега на снегосвалках ввиду недостаточной гидроизоляции подстилающей поверхности, загрязнения почв и возможного негативного влияния на подземные водоносные горизонты и соответственно на водохранилище;
2. Строительство стационарного снеготопильного пункта;
3. Модернизация старых (новые методы очистки) или строительство новых очистных сооружений, принимающих снежные массы;
4. Строительство городских сооружений для очистки поверхностного стока, предотвращение попадания неочищенных талых вод с промышленных площадок путем модернизации канализационных и локальных очистных систем.

### **Список литературы**

1. Доклад «О состоянии окружающей среды в городе Москве в 2010 году» / А.О. Кульбачевский. Москва, 2011. 135 с. <http://www.moseco.ru>
2. Руководство по анализу воды. Питьевая и природная вода, почвенные вытяжки / Под ред. к.х.н. А.Г. Муравьева. СПб.: «Крисмас+», 2011. 264 с.
3. Экогеохимия городских ландшафтов / Под ред. Н.С. Касимова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 336 с.

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПРИРОДНЫХ ВОД ХИБИНСКОГО МАССИВА

Гудков А. В.<sup>1</sup>, Мазухина С.И.<sup>2</sup>, Иванов С. В.<sup>2</sup>, Толстихин И.Н.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт Кольского научного центра РАН

<sup>2</sup> ФГБУН Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН

Физико-химические взаимодействия в системе «человек-природа» оказывают определяющее влияние на состояние гидросферы суши, что предопределяет важность и актуальность исследования формирования природных вод и их трансформацию в техногенно-измененные воды не только для районов Крайнего Севера, но и других регионов России.

Формирование химического состава вод связано с выветриванием горных пород, которое обусловлено климатом, литологией, рельефом, временем, циклами смачивания и высыхания, деятельностью человека, но все эти факторы могут быть описаны основными термодинамическими параметрами: температурой, давлением (в том числе парциальным давлением газов атмосферы и почв), химическим и минералогическим составом пород и временем взаимодействия воды с породой (Кашик и Мазилев, 1987; Кашик и Акулов, 2009).

Целью данной работы было сопоставить результаты термодинамического моделирования с данными эколого-геологических работ по изучению особенностей питания подземных источников.

В последние три десятилетия благодаря использованию термодинамического моделирования достигнуто более глубокое понимание и объяснение процессов, которые связаны с физико-химическим взаимодействием в основополагающей для земной коры системе «вода – порода – газ – органическое вещество». Но в литературе мало данных о возрасте воды, который является надежным, необходимым и важным показателем (Кашик и Акулов, 2009).

В течение 2012–2014 года (ГИ КНЦ РАН) проводились исследования по содержанию изотопов водорода ( $\delta^2\text{H}$ , ‰) и кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ , ‰) в скважинах в районе «23 км» возле столовой (скважина «а»), и возле женского монастыря (скважина «б»), и исследование вод реки «Малая белая». Также в разные сезоны (весенний, осенний, летний и зимний) исследовались метеорные воды (снег, дождь) и воды открытых водоемов и тающих снежников, находящихся в районах скважин.

Отобранные пробы были исследованы и по полученным данным был построен график (рис. 1) с распределением по содержанию изотопов водорода и кислорода в данных скважинах по временам года.

На данном графике показано распределение скважин относительно линии метеорных вод. Видно, что воды скважин и воды открытых водоемов в период активного снеготаяния имеют практически одни и те же координаты. И имеют снеговой тип питания.

Далее происходит сезонное смещение вправо (от активного снеготаяния до относительно стабильного летнего периода), говорящее о начале подтоков дождевой воды (рис. 2).

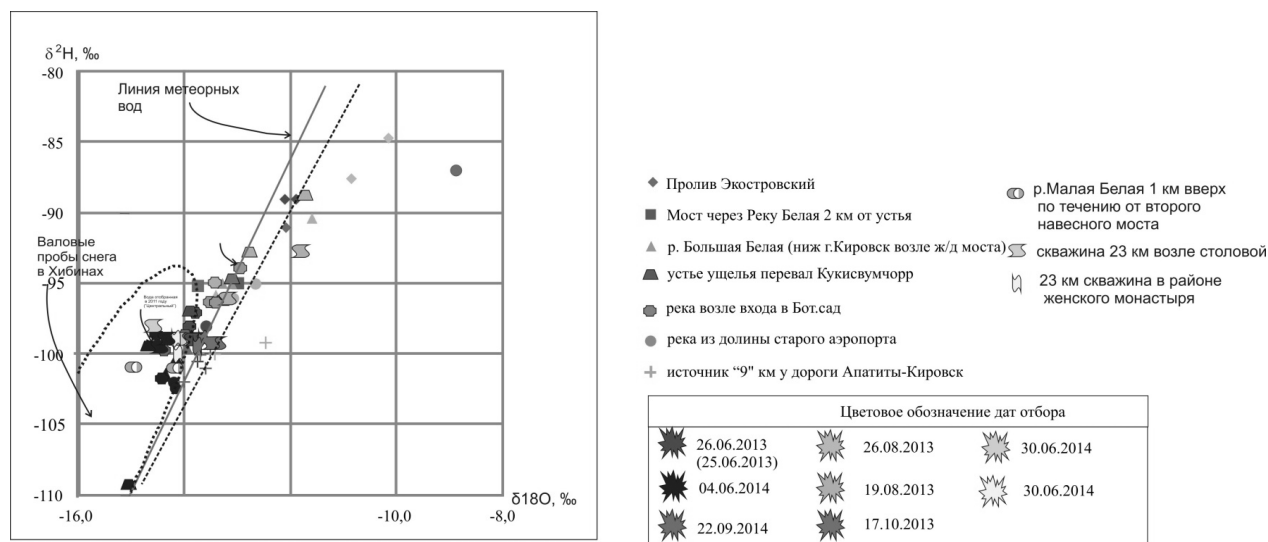


Рис. 1. Пробы поверхностных и подземных вод

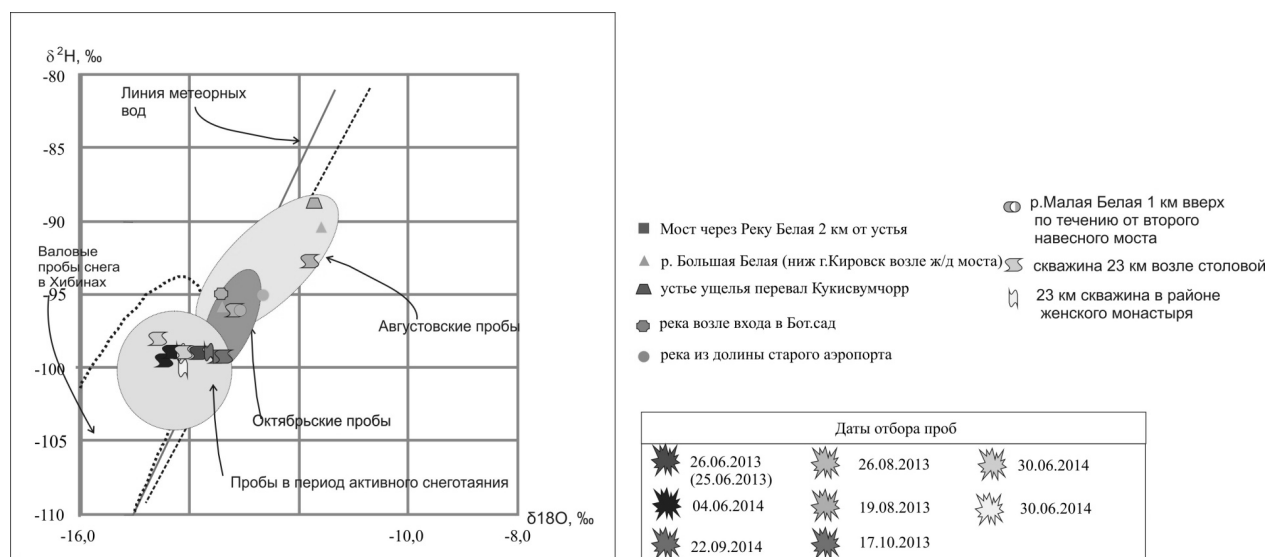


Рис. 2. Сезонное распределение Изотопов кислорода и водорода

Таблица 1. Химические анализы подземных источников и результаты моделирования

Параметр	23 км столовая	Женский монастырь	р. Малая Белая	Проба 20
pH	8,16419	9,2748	7,35752	7,21461
Eh	0,722834	0,663708	0,781775	0,782267
Al	1,80E-02	1,60E-01	1,80E-02	7,10E-03
Ca	6,66E+00	3,11E+00	1,04E+00	1,07E+01
Cu	6,40E-03	2,40E-03	1,40E-03	1,00E-04
Fe	2,00E-02	2,20E-02	6,10E-02	1,00E-03
K	3,15E+00	3,27E+00	1,81E+00	4,46E+00
Mg	1,03E+00	3,30E-01	7,20E-02	1,90E+00
Mn	1,00E-03	7,00E-04	1,50E-03	2,00E-04
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	5,45E-01	4,31E+00	1,81E-02	4,48E-02
HCO <sub>3</sub> <sup>+</sup>	7,31E+01	4,47E+01	1,66E+01	5,67E+01
HNO <sub>3</sub>	9,03E-10	9,49E-11	6,56E-10	5,00E-09
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	3,60E+00	4,90E+00	4,00E-01	2,20E+00
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	2,00E-02	2,00E-02	2,00E-02	3,30E-01
Na	2,41E+01	2,73E+01	5,30E+00	9,89E+00
CO <sub>2</sub>	7,62E-01	3,60E-02	1,13E+00	5,35E+00
N <sub>2</sub>	1,74E+01	1,63E+01	1,44E+01	1,69E+01
O <sub>2</sub>	1,39-8,12	3,81-8,24	8,14E+00	2,36E+00
HSO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	6,47E-06	7,94E-07	5,68E-06	5,32E-05
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	1,08E+01	1,73E+01	1,39E+00	9,48E+00
Si	2,54E+00	2,56E+00	3,57E+00	5,67E+00
Sr	7,00E-02	1,60E-02	6,50E-02	1,84E-02
Zn	4,80E-02	1,02E-02	1,40E-02	5,10E-04
Ni	1,10E-03	6,00E-04	1,50E-03	4,11E-04
Cl <sup>-</sup>	1,16E+00	2,46E+00	9,90E-01	2,67E+00
Pb	4,00E-04	2,00E-04	3,00E-04	8,00E-05

Также прослеживаются изменения в координатах по изотопам водорода и кислорода в августе (мало осадков и тепло) месяце. Точки смещаются вверх и вправо. Это свидетельствует о подпитке вод в этих скважинах дождевыми водами, а также активном испарении. Схожим образом меняются воды и в открытых водоемах. В переходный период (октябрь), точки снова смещаются в сторону снеговопитания, как в открытых водоемах, так и в скважинах.

Исходя из этого можно сделать вывод, что данные воды из скважин а и б являются молодыми. Их сезонная корреляция не отличается от сезонной корреляции поверхностных вод. Возраст нахождения под землей составляет от нескольких дней, до нескольких недель.

В таблице 1 представлены химические анализы подземных источников и результаты моделирования (ПК Селектор) (Чудненко, 2010). Отбор проб проведен в 2014 г. Проба 20 (у дороги Апатиты-Кировск) в начале сентября 2010 г.

Анализ представленных данных с результатами мониторинга и моделирования формирования природных вод в пределах Хибинского массива (Мазухина, 2012) указывает:

– относительно реки Малой Белой концентрации отдельных элементов увеличены в несколько раз, но, в целом, концентрации входят в пределы формирования поверхностных вод как взаимодействие «вода-порода».

– подземные источники отличаются высокими концентрациями по Na, Ca,  $\text{HCO}_3^-$  (23 км и Женский монастырь), что могло бы указывать или на очень глубокие скважины или на влияние антропогенных вод. Присутствие в водах кислорода свидетельствует о влиянии поверхностных вод на формирование подземных.

#### Список литературы

1. Кашик С.А., Акулов Н.И. Рецензия на монографию «Геологическая эволюция и самоорганизация системы «вода - порода» // Геология и геофизика. 2009. Т.50, № 1. С. 88–89.
2. Кашик С.А., Мазилев В.Н. Физико-химические модели новейших процессов выветривания. Новосибирск: Наука, 1987. 92 с.
3. Мазухина С.И. Формирование поверхностных и подземных вод Хибинского горного массива. Апатиты. Изд. Кольского научного центра РАН, 2012. 173 с.
4. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2010. 287 с.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЫШЬЯКА В ПРИРОДНОЙ ВОДЕ УЕЗДА ЧОДОН, ПРОВИНЦИЯ БАККАН, ВЬЕТНАМ

Нгуен Ван Луен<sup>1</sup>, КуачДык Тинь<sup>2</sup>, Чан Дык Хиеу<sup>1</sup>, ФунгТхай Зынг<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Национальный исследовательский Томский политехнический университет, [luennv@yahoo.com](mailto:luennv@yahoo.com)

<sup>2</sup> Главное управление геологии и полезных ископаемых Вьетнама

Уезд Чодон расположен на западе провинции Баккан, на севере Вьетнама (рис. 1). Чодон характеризуется большим потенциалом и разнообразием минеральных ресурсов. Добыча свинца и цинка ведется здесь с начала 20 века и уже в настоящее время оказывает существенное влияние на экосистемы региона. На основании исследований геохимических параметров природной воды уезда Чодон был выделен ряд элементов, таких как As, Mn, Zn, имеющих высокие содержания, как в поверхностных, так и в подземных водах. При этом в щелочной среде для указанных элементов установлены более высокие содержания, чем в кислой. Пути поступления этих элементов в водные экосистемы разнообразны и включают естественную и антропогенную (за счет горнодобывающей промышленности) миграцию.

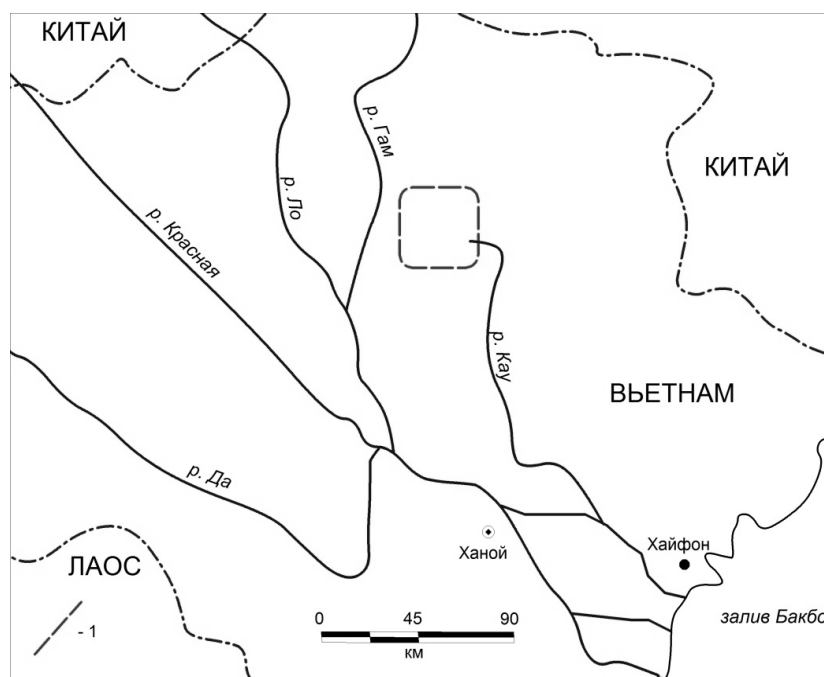


Рис. 1. Схема расположения района исследований

**Методика исследований** включала в себя: 1) полевой отбор проб поверхностных и подземных вод; 2) определение химического состава проб воды в лабораторных условиях; 3) анализ и обработка полученных результатов с помощью статистического алгоритма и программного обеспечения Mapinfo для визуального отображения результатов. С целью определения причин формирования аномалий, полученные результаты были соотнесены с геологическим строением региона и распределением горнодобывающих предприятий.

### Результаты исследования и их обсуждение

**Содержание мышьяка в поверхностных водах.** Результаты исследования поверхностных вод уезда Чодон показали, что поверхностная вода в районе в основном безвкусная, пресная, с общей минерализацией от 1 до 1063 мг/л, среда слабокислая и щелочная (рН варьирует от 5,1 до 8,1).

В 16 из 39 проанализированных проб концентрации As > 0,01 мг/л, превышают допустимый стандарт требований к питьевой воде (< 0,01 мг/л), однако, соответствуют требованиям к качеству источников воды, используемых для обводнения (< 0,05 мг/л).

Пробы с высокими содержаниями As, отобраны в районах с большой концентрацией крупных горнодобывающих предприятий (рис.2). Это доказывает, что добыча полезных ископаемых в районе способствуют освобождению мышьяка из первичных геологических образований во вторичные геохимические среды.

По имеющимся литературным данным (Nguyen Kinh Quoc & Nguyen Quynh Anh, 2001; Tran Tuan Anh, 2010) для пирит-арсенопирит-сфалерит-галенитового оруденения месторождения Чо Диен (уезд Чодон провинции Баккан) содержание As варьирует от 1,92 до 19,1%. Если отдельно рассчитать сопутствующий элемент, то запасы мышьяка в 3-х месторождениях (Лунг Хоай, Део Ан, Чо Диен) составляют 23107 тонн. Можно предположить, что разработка этих крупных месторождений, существенно увеличит риск миграции As в экосистемы района.

Концентрации As в поверхностной воде напрямую зависят от их присутствия в коренных породах, в элювиальных и делювиальных отложениях и т.д. В районах Чо Диен и Чо Дон, где установлены мышьяксо-держателе сульфидные руды, в элювиальных и делювиальных отложениях, и в корах выветривания, как правило, появляется минерал скородит ( $\text{Fe}^{+3}[\text{AsO}_4]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ). Он образуется за счет окисления арсенопиритов, часто ассоциирует с лимонитом, вторичными минералами и другими продуктами выветривания. Концентрация  $\text{As}_2\text{O}_5$  в скородите составляет до 49,8%.

**Содержание мышьяка в подземных водах.** Для оценки гидрогеохимической характеристики подземных вод уезда Чодон были отобраны пробы воды в водоносных горизонтах, которые широко используются местными жителями в питьевых и бытовых целях. Результаты изучения и анализ подземных вод в районе показали, что общая минерализация (TDS) подземных вод составляет от 3 до 867 мг/л. Показатель рН варьирует от 5,1 до 8,4: среда от слабо-кислой до щелочной. Содержание мышьяка в подземных водах значительно зависит от характера и состояния придонных условий. Мышьяк в подземных водах с рН от слабо-кислой до нейтральной представлен в форме соединения  $\text{H}_3\text{AsO}_4^{-1}$ , в щелочной среде – в форме  $\text{H}_3\text{AsO}_4^{-2}$ . Соединения  $\text{H}_3\text{AsO}_3$  формируются в основном в среде слабого окисления – удаления.

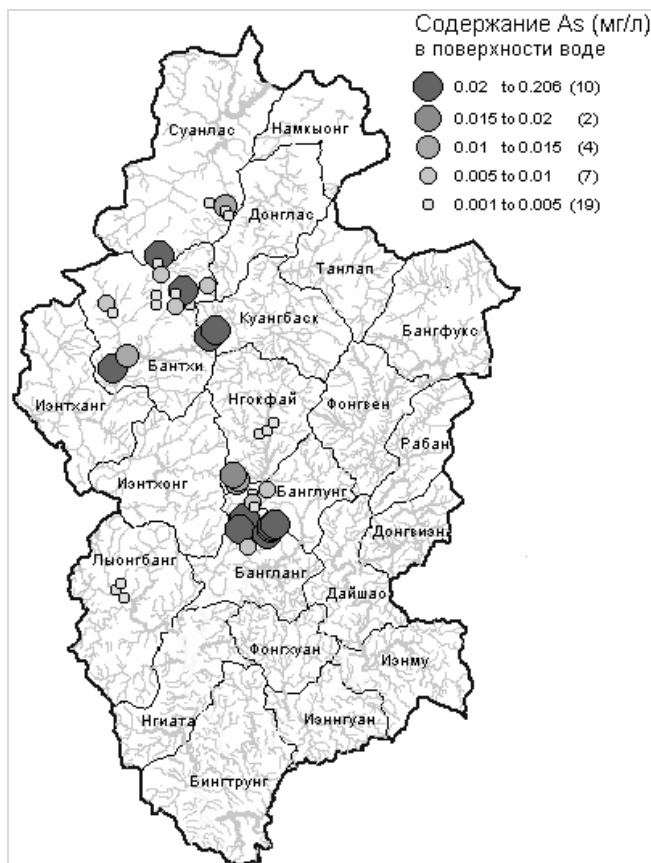
Результаты исследования показали, что содержание As в подземных водах значительно ниже, чем в поверхностных (рис. 3). Однако, из 35 проанализированных проб, в 3 обнаружены содержание As (> 0,01), превышающее допустимые нормы для питьевой воды. Самое высокое содержание As (0,031 мг/л) установлено в мелководном подземном горизонте, вскрытом в бытовой водяной скважине (Биньчай, городок Банглунг) на глубине 3 м на удалении от горнодобывающих предприятий. Возможной причиной увеличения содержания природного As в исследуемых подземных водах является более низкий уровень местности, за счет чего здесь концентрируются различные водные источники со всего региона, в том числе из областей, находящихся в непосредственной близости с горными выработками.

Пробы, где содержания мышьяка составляют 0,01 мг/л и 0,016 мг/л, были отобраны из бытового колодца в селении Хоптиен, общины Бантхи, и бытового колодца на месторождении Бан Чаи, общины Каунгбач, расположенных вблизи горнодобывающих предприятий, с высокой концентрацией шахт, выработок и эксплуатационных скважин. Основная причина дисперсии As в подземные воды связывается с проводимыми горнодобывающими работами.

**Выводы.** Таким образом, результаты исследования показали, что высокие концентрации As установлены как в поверхностных, так и подземных водах уезда Чодон. Одна из причин увеличения содержания мышьяка имеет природное происхождение и объясняется присутствием указанного элемента в коренных породах, в элювиальных и делювиальных отложениях. Существенное увеличение концентраций As в поверхностных и подземных водах связывается с горной добычей минеральных ресурсов в регионе, за счет деятельности эксплуатационных скважин, шахт и штолен. При этом сначала мышьяк мигрирует в поверхностные воды, а затем уже в подземные.



Высокие концентрации мышьяка в водной среде могут отрицательно воздействовать на экосистемы, в целом, и здоровье местных жителей, в частности. Поэтому необходимо продолжать исследования в данном направлении. Они должны быть направлены на выяснение закономерностей распределения мышьяка в среде и на разработку способов снижения его дисперсии в окружающую среду.



**Рис. 2.** Схема распространения As в поверхностных водах уезда Чодон



**Рис. 3.** Схема распространения As в подземных водах уезда Чодон

#### Список литературы

1. *Gosudarstvennaya tekhnicheskaya norma kachestva vody*. The state technical norm of water quality [QCVN 38:2011/ BTNMT). Hanoi, Ministry of Natural Resources and Environment Protection, 2011. 6 p. / in Vietnam.
2. *Grenthel., Puigdomenech I.* Symbols, standards and conventions // in *Modelling in aquatic chemistry* / ed. I. Grenthe, I. Puigdomenech. Paris: Nuclear energy agency. 1997. P. 35–68.
3. *Nash, J.E., Sutcliffe, J.V.* River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles, *Journal of Hydrology*, 10 (3), 282–290 (1970).
4. Nguyen Hong Quang et al. Evaluation of the current state of the environment in the mining industry in the North-East region (Vietnam) // Institute of Geosciences and Mineral Resources. 2011. P. 122–139.
5. Nguyen Kinh Quoc, Nguyen Quynh Anh. Preliminary assessment of arsenic and forecasting regionalized anomaly As, related to geological formations in Vietnam, having the possibility of contamination of the environment // Proceedings of the current state of arsenic contamination in Vietnam. Department of Geology and Mineral Resources. 2001. P. 86–92.
6. *Posobie po opredeleniyu raschetnykh gidrologicheskikh kharakteristik* [The manual by definition of hydrological characteristics] / red. A.V. Rojdestvensky I A.G. Lobanova. L.: Hydrometeoizdat, 1984. 448 p.
7. *Savichev O.G., Kolokolova O.V., Zhukovskaya E.A.* Sostav i ravnovesie dонных и речных осадков. Том с реchnerмиводами [Composition and balance of river sediments of the Tom river with river waters]. *Geoekologia – Geoecology*, 2003. N. 2. P. 108–119.
8. Tran Tuan Anh. Study accompanying elements mineralization in base metals and rare precious metals in North Vietnam in order to improve the efficiency of extraction and processing of minerals and environmental protection. // Branch of the Institute of Geology, Institute of Science and Technology of Vietnam, the topic KC 08.24 / 06-10. 2010. P. 215–236.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД В УЕЗДЕ ЧОДОН ПРОВИНЦИИ БАККАН (ВЬЕТНАМ)

Нгуен Ван Луен<sup>1,3</sup>, КуачДык Тинь<sup>2</sup>, Чан Дык Хиеу<sup>1</sup>, До Дык Нгуен<sup>3</sup>, ДоанТхиНгок Хуен<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Национальный исследовательский Томский политехнический университет, [luennv@yahoo.com](mailto:luennv@yahoo.com)

<sup>2</sup>Главное управление геологии и полезных ископаемых Вьетнама

<sup>3</sup>Институт геологических наук и полезных ископаемых (Ханой), Вьетнам

### Введение

Район исследований расположен на севере Социалистической республики Вьетнам (СРВ), на территории, административно соответствующей уезду Чодон провинции Баккан, а географически – водосбору реки Красная, а именно – междуречью её крупных притоков – рек Гам и Кау (рис.1). На этой территории распространены рудопоявления Pb, Zn, Fe, Mn. Ранее разрабатывался ряд малых месторождений свинцово-цинковых руд, что привело к определённому ухудшению качества вод в ряде населённых пунктов. Исследования морфометрических, геологических и гидрологических характеристик воды имеют важное прикладное и фундаментальное научное значение, поскольку важнейшими задачами подобных исследований являются определение геохимического фона и отклонений от него, а также выявление природных и антропогенных факторов формирования как фоновых, так и аномальных концентраций.

В качестве основных объектов исследования выбраны: р. Кау (участок верхнего течения) – крупный приток системы реки Красной; р. Дай (приток реки Красной) и её приток Фо Дай; р. Та Диенг, впадающая в озеро Ба Бё; р. Бан Тхи (приток реки Гам) и её приток – река Ченгу.

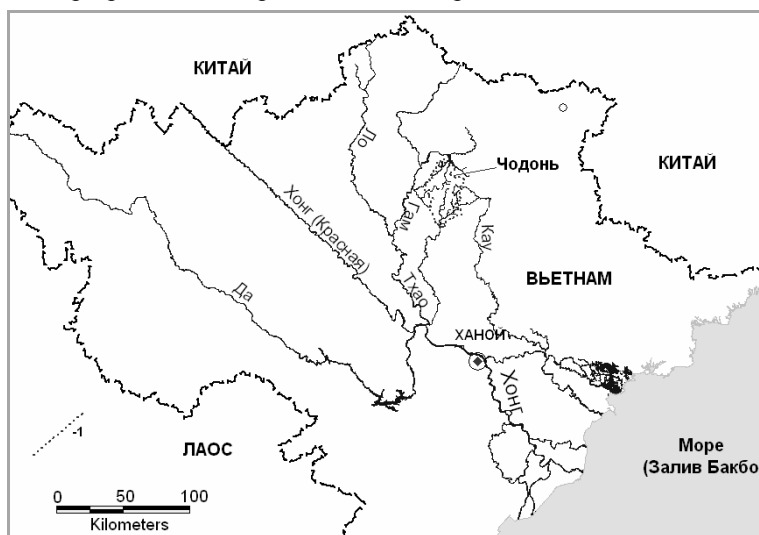


Рис. 1. Схема расположения района исследований

### Методика исследования

Отбор 10 проб речных вод (одновременно с измерением температуры воды, её удельной электропроводности УЭП и pH) проводился 14–16 февраля 2015 г., из слоя 0,3–0,5 м от поверхности в специально подготовленные ёмкости. Лабораторные работы выполнялись в аккредитованной гидрогеохимической лаборатории Томского политехнического университета (номер государственной аккредитации № РОСС RU. 0001.511901 от 12.07.2011 г.). Анализы материалов получены в феврале 2015 г.

### Результаты исследования и их обсуждение

Изученные поверхностные воды по классификациям О.А. Алёкина (Алёкин, 1970) в целом пресные с малой и средней минерализацией, гидрокарбонатные кальциевые, первого, второго и третьего типов (табл.). По величине pH воды нейтральные и слабощелочные, по жёсткости – от очень мягких до умеренно жёстких, по величине перманганатной окисляемости – с очень малой окисляемостью, по содержанию органических и биогенных веществ – бета-мезосапробного класса (ГОСТ 17.1.2.04-77; Гидрохимические показатели, 2007). Наблюдается превышение российских нормативов качества воды в объектах хозяйственно-питьевого назначения по содержанию веществ 1–2 класса опасности в 8 пробах из 10. Нарушение российских рыбохозяйственных нормативов в большинстве случаев отмечается по содержанию Cu, Pb, Al, Zn, Fe. Нарушения вьетнамских нормативов качества вод [QCVN 38:2011/ BTNMT] не отмечены.

Геологическое строение исследуемого района характеризуется наличием гранитно-метаморфогенного фундамента, состоящего из переработанных выступов континентальной коры, и перекрывающими их палеозойско-раннемезозойскими геосинклинально-складчатыми образованиями (Дао Мань Тиен, 1984). В водосборе реки Бан Тхи и в верховьях реки Дай речная сеть приурочена к тектоническим нарушениям, что способствует увеличению выноса Zn и Pb, рудопоявления которых выявлены на указанных участках.

Химический состав поверхностных вод в уезде Чодон провинции Баккан

Показатель	Единицы измерения	Номер пробы										Среднее
		NM-01	NM-02	NM-05a	NM-03	NM-05b	NM-09	NM-11	NM-13	NM-15	NM-17	
Дата отбора	—	14.02	14.02	14.02	14.02	15.02	16.02	15.02	16.02	16.02	16.02	—
pH	ед. pH	8,03	8,00	8,00	7,70	7,75	7,40	7,45	7,50	7,50	7,80	7,71
CO <sub>2</sub>	мг/дм <sup>3</sup>	3,50	5,30	6,20	5,30	5,30	7,00	3,50	7,00	5,30	5,30	5,37
УЭП	мкС/см	306	330	340	350	316	114	103	92	198	218	237
Σ <sub>mi</sub>	мг/дм <sup>3</sup>	291,7	325,9	319,5	335,5	283,4	92,6	87,7	73,9	178,2	189,4	217,8
Ca <sup>2+</sup>	мг/дм <sup>3</sup>	61,6	72,3	71,7	74,2	58,0	12,3	11,7	11,0	36,4	39,0	44,8
Mg <sup>2+</sup>	мг/дм <sup>3</sup>	6,5	5,5	5,4	5,8	7,3	4,4	3,6	2,2	3,8	3,9	4,8
Na <sup>+</sup>	мг/дм <sup>3</sup>	1,4	1,2	1,2	1,3	3,5	4,1	4,1	3,8	2,7	2,4	2,6
K <sup>+</sup>	мг/дм <sup>3</sup>	1,1	0,7	0,6	0,9	1,8	2,6	2,7	2,2	1,4	1,3	1,5
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	мг/дм <sup>3</sup>	213,0	232,0	227,0	238,0	185,0	63,0	61,0	49,0	124,0	134,0	152,6
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	мг/дм <sup>3</sup>	6,3	12,6	12,1	13,4	26,2	4,2	3,2	3,9	8,6	7,6	9,8
Cl <sup>-</sup>	мг/дм <sup>3</sup>	1,8	1,6	1,5	1,9	1,6	2,0	1,4	1,8	1,3	1,2	1,6
Si	мг/дм <sup>3</sup>	4,93	4,58	4,18	4,33	7,01	11,29	10,42	8,91	7,44	6,58	6,97
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	мг/дм <sup>3</sup>	0,140	0,170	0,150	0,210	0,120	0,180	0,120	0,150	0,190	0,150	0,158
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	мг/дм <sup>3</sup>	0,010	0,033	0,028	0,044	0,010	0,031	0,041	0,044	0,027	0,053	0,032
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	мг/дм <sup>3</sup>	2,380	3,410	4,340	3,780	2,500	1,460	0,960	2,280	2,120	2,260	2,549
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	мг/дм <sup>3</sup>	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,080	0,065	0,076	0,025	0,025	0,040
Fe	мг/дм <sup>3</sup>	0,170	0,130	0,100	0,130	0,120	0,230	0,480	0,250	0,190	0,150	0,195
Zn	мкг/дм <sup>3</sup>	8,60	51,00	80,00	140,00	58,00	8,50	6,70	6,80	29,00	8,30	39,69
Cd	мкг/дм <sup>3</sup>	0,02	0,09	0,15	0,44	0,13	0,30	0,20	0,02	0,03	0,03	0,14
Pb	мкг/дм <sup>3</sup>	1,30	7,30	11,00	18,00	4,60	0,53	0,98	1,50	1,30	1,50	4,80
Cu	мкг/дм <sup>3</sup>	2,10	1,10	2,20	2,00	1,80	1,10	2,00	1,70	1,90	2,20	1,81
Al	мкг/дм <sup>3</sup>	155	253	143	40	142	70	328	464	141	172	191
ПО	мгО/дм <sup>3</sup>	0,58	0,36	0,28	0,46	0,40	1,00	0,82	1,02	0,56	0,58	0,61

## Выводы

Поверхностные воды в междуречье рек Гам и Кау характеризуются как пресные с низким содержанием органических веществ и относительно повышенным содержанием ряда металлов (Zn, Pb, Fe, Al). С учётом этого повышенные концентрации Zn, Pb, Fe, Al объясняются преимущественно влиянием природных факторов, что, безусловно, не исключает возможности загрязнения поверхностных вод в результате текущей и ранее осуществлявшейся хозяйственной деятельности человека.

## Список литературы

1. Савичев О.Г., Колоколова О.В., Жуковская Е.А. Состав и равновесие донных отложений р. Томь с речными водами // Геоэкология. 2003. № 2. С. 108–119.
2. Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles, Journal of Hydrology, 10 (3), 282–290 (1970).
3. Пособие по определению расчётных гидрологических характеристик / под ред. А.В. Рождественского и А.Г. Лобановой. Л.: Гидрометеониздат, 1984. 448 с.
4. Пособие к СНиП 2.05.03-84 по изысканиям и проектированию железнодорожных и автодорожных мостовых переходов через водотоки (ПМП-91). М.: ГУПИКС, 1992. 374 с.
5. Бузин В.А. Опасные гидрологические явления. СПб.: РГГМУ, 2008. 228 с.
6. Савичев О.Г., Паромов В.В. Метод определения характерных расходов воды рек гумидных областей Западной Сибири при отсутствии данных наблюдений // Фундаментальные исследования. 2013. № 10(14). С. 3157–3160.
7. Показатели состояния и правила таксации рыбохозяйственных водных объектов. ГОСТ 17.1.2.04.-77. – М.: Изд-во стандартов. 1977. 17 с.
8. Гидрохимические показатели состояния окружающей среды / под ред. Т.В. Гусевой. М.: ФОРУМ, ИНФРА-М, 2007. 192 с.
9. Государственная техническая норма качества воды (QCVN 38:2011/ BTNMT). – Ханой: Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды, 2011. 6 с. / на вьетнам. яз.
10. Савичев О.Г., Домаренко В.А. Закономерности изменения химического состава речных отложений и их использование в поисках полезных ископаемых // Фундаментальные исследования. 2014. № 6 (3). С. 520–525.
11. Дао Мань Тиен. Методология и особенности геохимической специализации гранитоидных формаций Северного Вьетнама: диссертация кандидата геолого-минералогических наук: 04.00.08 Баку: Азербайджанский гос. ун-т, 1984. 198 с.

## СПЕЦИФИКА НАКОПЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ МНОГОКОРЕННИКОМ ОБЫКНОВЕННЫМ (*SPIRODELA POLYRHIZA*, *LEMNOIDEAE*) НА ТЕРРИТОРИИ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Максимова А.Ю.

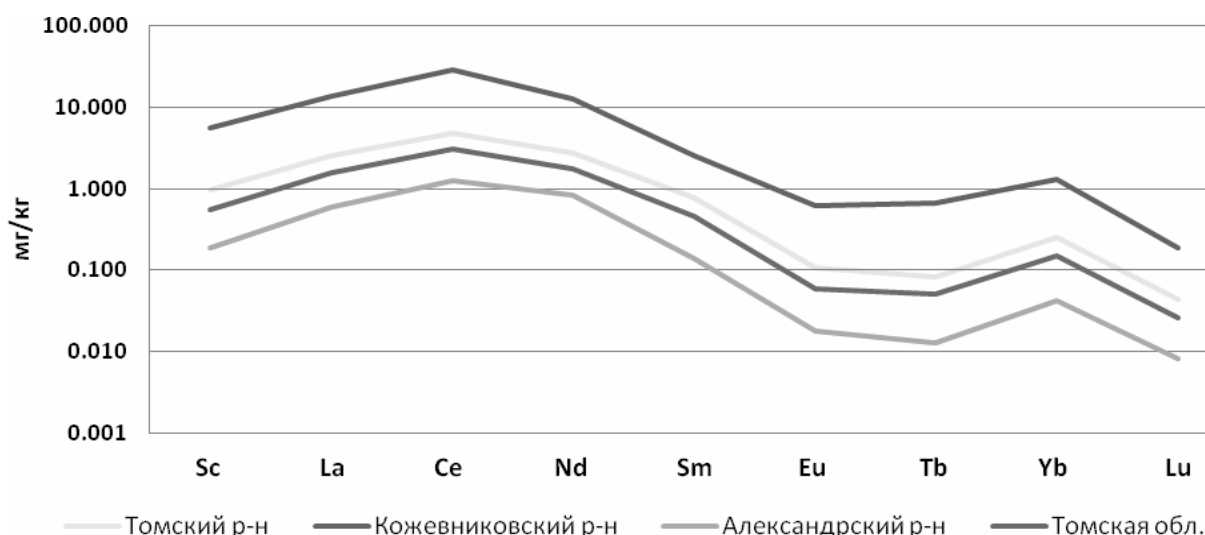
Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, kuzmen44@mail.ru

Главная задача любого химического мониторинга – это наблюдение за элементным составом того или иного природного компонента. Одним из немаловажных таких компонентов являются живые организмы, которые способны накапливать химические элементы, специфичные для территории их обитания. И здесь мы уже можем говорить о новом специализированном подходе, таком как биогеохимический мониторинг, а именно об оценке современного состояния и прогноза изменения ландшафта и геосистем под влиянием техногенеза.

Главную роль в разработке биогеохимического мониторинга сыграл биогеохимический метод поисков рудных месторождений по растениям и почвам. Но, к сожалению, система «вода – растения» изучена на данный момент не достаточно (Малюга и др.).

Многие ученые уже не раз обращали внимание на водные растения семейства рясковые (*Lemnoideae*). В.И. Вернадский и А.П. Виноградов первыми заметили, что растения данного семейства способны накапливать химические элементы и могут дать объективную оценку состояния водоема, где произрастают. Об этом свидетельствует работа «Исследование ряски и воды на содержание радиоактивных элементов ториевого ряда» Б.К. Бруновского и К.Г. Кунашевой (Ронов, Мочалов, 1994). Современные исследования также доказывают значимость данного растения, как объекта мониторинга, что отражено в патенте «Способ оценки загрязнения почв агроландшафта поллютантами» № 2096781 (Рясковые ..., 2013; Биоиндикация ..., 2014).

Нами изучен элементный состав одного из представителей семейства рясковых – Многокоренника обыкновенного (*Spirodela polyrhiza*). Данный вид отобран в водоемах населенных пунктов, располагающиеся в трёх районах Томской области: Томском, Александровском и Кожевниковском. В Томской районе пробы отобраны в населенных пунктах Надежда, Лоскутово, а также Малиновка, Копылово, Светлый. Такая специфика участков исследования выбрана с учетом многолетних наблюдений за состоянием территории Северного промышленного узла г. Томска и в зависимости от основной розы ветров, с которой связаны перемещения поллютантов на ней (Адам и др., 1993). Вероятно, одним из основных источников химических элементов техногенного происхождения, в том числе редкоземельных элементов, на территории Томского района является «Сибирский Химический Комбинат» (СХК), риск распространения выбросов от которого наиболее вероятен с юга – юго-запада на север – северо-восток (доля этих ветров в году составляет 57%) (Арбузов, Рихванов, 2011). Также, для сравнения, пробы были отобраны в поселке Осиновка в Кожевниковском районе и городе Стрежевой в Александровском районе.



Содержание РЗЭ в Многокореннике обыкновенном по районам Томской области

Содержание химических элементов в Многокореннике обыкновенном исследовано при помощи метода инструментального нейтронно-активационного анализа на базе лаборатории ядерно-геохимических методов исследования кафедры геоэкологии и геохимии Томского политехнического университета (аналитик – с.н.с. Судыко А.Ф.). Растение предварительно было высушено при комнатной температуре.

По результатам нейтронно-активационного метода было произведено сравнение средних значений содержания химических элементов в Многокореннике обыкновенном по районам Томской области, где большое внимание привлек спектр накопления редкоземельных элементов.

На территории всех районов Томской области прослеживается одинаковая закономерность накопления РЗЭ: характерна специфика накопления легких лантаноидов, преобладание таких химических элементов как La, Ce, Nd. Такая закономерность найдена во многих средах по данным кафедры ГЭГХ ТПУ (Арбузов, Рихванов, 2011).

По содержанию РЗЭ в Многокореннике обыкновенном районы Томской области выстраиваются в определенной последовательности: наименьшая концентрация РЗЭ наблюдается в Александровском районе, затем в Томском, наиболее высокие значения, превышающие средние значения по Томской области более чем в десять раз установлены в Кожевниковском районе (рис. 1). Кроме того, в Александровском районе прослеживается большое накопление Tb, в Томском районе накопление Nd, Ce, La, Sc.

Стоит заметить существенное увеличение отношения La/Yb в населенных пунктах Кожевниковского района. А также прослеживается линейная зависимость в распределении исследовательских участков относительно данного отношения. Интересно и отношение La/Ce, значение которого также выше в Александровском районе. Для данного отношения прослеживается геохимическая закономерность: содержание церия больше, чем лантана. А также некая линейная зависимость в распределении исследовательских участков.

Данное исследование показало, что Многокоренник обыкновенный, относящийся к семейству рясковых, может служить биогеохимическим индикатором мониторинга и оценки качества среды, в которой он произрастает, и позволяет выявить повышенные концентрации специфических элементов.

#### Список литературы

1. Адам А.М., Рихванов Л.П., Нарзулаев С.Б. и др. Экология Северного промышленного узла г. Томска: Пробл. и решения. - Томск: Изд-во ТГУ, 1993.
2. Арбузов С.И., Рихванов Л.П. Геохимия радиоактивных элементов: учебное пособие. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2011. 202–210 с.
3. Биоиндикация загрязнения водоемов при помощи растений семейства Рясковые [Электронный ресурс]. URL: <http://lib.convdocs.org/docs/index-161399.html?page=197> (дата обращения 13.01.2014).
4. Малюга Н.Г., Цаценко Л.В., Аветянец Л.Х. Способ оценки загрязнения почв агроландшафтаполлютантами// Патент России № 2096781.
5. Ронов А.Б., Мочалов И.И. (рец.) Памяти первых российских биогеохимиков. М.: Наука, 1994. 88–99 с.
6. Рясковые как биоиндикаторы [Электронный ресурс]. URL: <http://duckweed.kubagro.ru/biocont.htm> (дата обращения 22.12.2013).

## РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ХОЛЕЛИТАХ

Машина Е.В.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, borovkova@geo.komisc.ru

На сегодняшний день работ посвященных химическому составу холелитов предостаточно. При этом многие авторы отводят роль некоторым микроэлементам в патогенезе холелитиаза. Однако приведенный перечень элементов для холелитов далеко неполный и практически не включает редкоземельные элементы (РЗЭ). Отмечается, что основной путь выведения редкоземельных элементов: кровь – желчь – желудочно-кишечный тракт (Ершов, Плетенева, 1989). Все элементы находятся в крови в разных концентрациях, и в процессе обмена веществ их различное количество оказывается в желчи. Соответственно холелиты, которые образуются в желчи, могут рассматриваться как маркеры геохимического воздействия среды обитания на человеческий организм. Кроме того, по мнению (Первушина, 2008), даже в малых дозах, не вызывающих выраженных токсических эффектов, редкоземельные элементы могут оказывать действие, приводящее к дезадаптации организма и развитию патологического процесса.

Целью данного исследования являлось оценка концентрации редкоземельных элементов в холестеринных (6 проб) и пигментных (2 пробы) холелитах жителей Республики Коми. В качестве методов использовались масс-спектральный (Elan-6100) и атомно-эмиссионный (Optima-4300 DV).

Результаты исследования по содержанию редкоземельных элементов в холелитах представлены в таблице.

В изученных холелитах концентрации легких РЗЭ значительно выше, чем тяжелых, они составляют 85–89% от суммы всех РЗЭ, это вполне согласуется с данными (Добрынина, 2007), согласно которым, в живых организмах в жировой ткани печени, как правило, концентрируются легкие РЗЭ. Замечено, что в холестеринных камнях, могут, встречаются все редкоземельные элементы, за исключением лютеция. Китайскими исследователями предполагается, что редкоземельные элементы могут способствовать повышению холестерина (Zhu Weifang, 1997). Содержания лантана и церия в холелитах значительно повышены относительно других РЗЭ. Европий характеризуется самыми низкими значениями. Содержание лантана в холелитах составляет для холестеринных 0.486 мкг/г, для пигментных 0.210 мкг/г, тогда как в волосах здорового человека его содержание составляет 0.00–0.10 мкг/г, в печени (0.1±0.03 мкг/г) (URL: <http://www.microelements.ru>). Количественные данные по физиологическим нормам других редкоземельных элементов отсутствуют. Отмечается, что токсичность, например, хлорида церия аналогична токсичности хлорида бария. Из крови 60% церия поступает в печень, 20% – в скелет, 5% – селезенку и 15% – в остальные ткани (Ершов, Плетенева, 1989). Данные спектрометрии по лантану и церию в холестеринных камнях были подвергнуты корреляционному анализу. Во внимание принимались только коэффициенты корреляции  $r \geq 0.8$ . В холестеринных холелитах обнаружены ассоциации La с Ni, Cd, Nb, W, Ti, Th ( $r$  0.87–0.97). Помимо этого, выявлена связь сильной степени между La-Ba ( $r$  0.92). Для Ce характерна ассоциация с Al, U, Pr ( $r$  0.84–0.93). Здесь следует отметить, что металлы, установленные в ассоциации с РЗЭ относятся к токсичным для организма и могут выступать как выраженные патогенные агенты. Отмечается, что при поступлении солей лантаноидов в биологические жидкости, особенно в плазму крови, образуются твердые частицы гидроксида. Нередко образуется коллоидный раствор, в котором частицы стабилизированы белками плазмы или другими биогенными поверхностно-активными веществами. Такие частицы могут адсорбировать ионы тяжелых металлов, затрудняя их выведение из организма. Парентеральное поступление РЗЭ в организм может вызывать жировую дегенерацию печеночной ткани, поражение митохондриальной системы (Ершов, Плетенева, 1989). Биологическую активность лантаноидов нередко связывают со способностью конкурировать с ионами переходных металлов, а также образовывать разнообразные координационные соединения, металлоорганические комплексы типа цитратов, гидроксиды, труднорастворимые фосфаты. Также в опытах *in vitro* показано, что лантаноиды взаимодействуют с аминокислотами, фосфолипидами, нуклеопротеинами (Ершов, Плетенева, 1989). Поступления РЗЭ в живой организм возможно с питьевой водой, атмосферной пылью, весьма токсичны ингаляции паров порошкообразных оксидов РЗЭ. Выводятся лантаноиды очень медленно, в течение нескольких лет.

Таким образом, оценить роль редкоземельных элементов в патогенезе холелитиаза еще достаточно трудно. Здесь особо актуальным представляется исследования концентрации редкоземельных элементов в различных биологических средах (сыворотке крови, желчи и др.) у больных холелитиазом по сравнению с контрольной группой лиц, проживающих в одном регионе.

#### Список литературы

1. Добрынина Н.А. Бионеорганическая химия. Методическое пособие для студентов. М. 2007. 36 с.
2. Ершов Ю.А., Плетенева Т.В. Механизмы токсического действия неорганических соединений. М. 1989. 272 с.
3. Первушина Е.В. Содержание биоэлементов и редкоземельных элементов в биосубстратах больных синингомией: дисс. к.м.н. Уфа. 2008. 165 с.
4. Zhu Weifang, Xu Suqin, Wu Dongsan, Shao Pingping, Yang Wenjiao, Zhang Hui, Feng Jia. Investigation on arteriosclerosis among population in a rare earth area in south china // Biological Trace Element Research. 1997. Vol. 59. P. 93–98.
5. URL: <http://www.microelements.ru>.

Среднее содержание редкоземельных элементов в холелитах (мкг/г)

Элемент	хол	пиг
La	0.486	0.210
Ce	0.418	0.130
Pr	0.034	0.013
Nd	0.119	0.049
Sm	0.045	0
Eu	0.009	0.003
Gd	0.054	0.013
Tb	0.011	0
Dy	0.071	0.019
Ho	0.017	0
Er	0.052	0.014
Tm	0.0079	0
Yb	0.040	0.016
Lu	0	0
ΣREE	1.363	0.467
LREE	1.165	0.418
HREE	0.198	0.049
LREE, %	85.47	89.51
HREE, %	14.53	10.49

Примечание. ΣREE – общая сумма РЗЭ; LREE – сумма легких РЗЭ; HREE – сумма тяжелых РЗЭ; хол – холестеринные; пиг – пигментные.

## СОДЕРЖАНИЕ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЛИТОРАЛЬНОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОЗЕРА ЛАДОЖСКОГО

Слуковский З.И., Медведев А.С.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, slukovsky87@gmail.com, sanjam22@mail.ru

Ладожское озеро – крупнейший пресноводный водоем Европы площадью 17,7 тыс. км<sup>2</sup>; 50% акватории озера, включая северный шхерный район, находится на территории Республики Карелии (Каталог..., 2001). Ладога имеет важное хозяйственное и рекреационное значение как для северо-запада России, так и для страны в целом. В свете последних изменений, происходящих с экосистемой водоема, связанных с высоким уровнем антропогенной нагрузки, эколого-химические исследования на Ладожском озере приобретают первостепенное значение.

Полевые исследования в Северном Приладожье проводились в 2013 и 2014 годах в ходе совместной экспедиции сотрудников Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) и Института озероведения РАН (г. Санкт-Петербург) в рамках договора о научном сотрудничестве. Исследовался поверхностный слой донных отложений литоральной зоны Ладожского озера в районе заливов Кирьявалахти, Импилахти, Лехмалахти, острова Лункулансаари и полуострова Хунука. Пробы грунта отбирались при помощи дночерпателя Экмана-Берджи, камеральная работа заключалась в просушке изъятых донных отложений в лабораторных условиях, просеивании их через сито с размером ячеек 2 мм и истирании их до порошкообразного состояния. Микроэлементный состав изучаемых осадков определялся масс-спектральным методом на приборе XSeries-2 ICP-MS. В данной публикации акцент сделан на содержании тяжелых металлов и сопутствующих им элементов в донных отложениях обозначенных районов акватории Ладожского озера. Статистическая обработка выполнена при помощи программы Microsoft Excel 2007. Для графической иллюстрации результатов использованы программы EasyCapture 1.2.0 и Inkscape 0.48.4.

Средние содержания изученных тяжелых металлов (Cr, Mn, Ni, Co, Cu, Zn, Cd, Pb) в донных отложениях Ладожского озера находятся выше или на уровне региональных фоновых концентраций этих элементов. Наибольшие коэффициенты концентрации по хрому, кобальту, никелю, меди, цинку и свинцу установлены

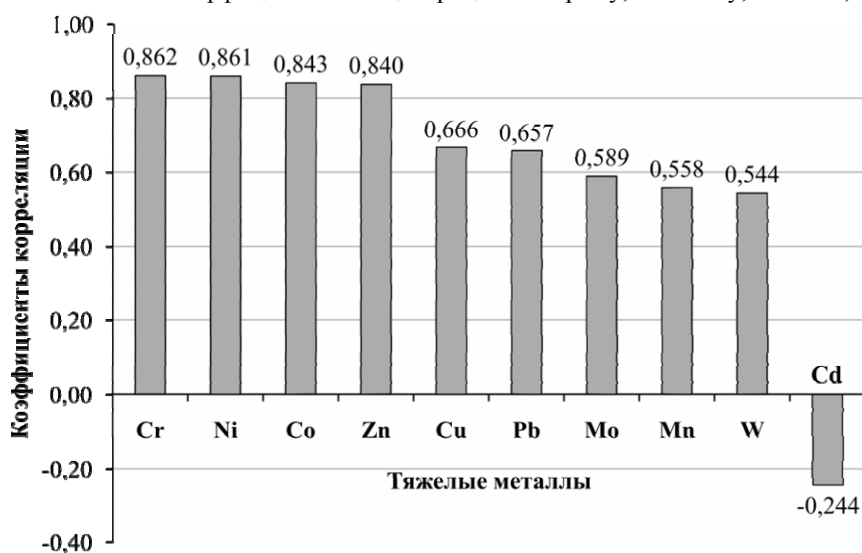


Рис. 1. Корреляция содержания лития с концентрациями тяжелых металлов в донных отложениях литоральной зоны озера Ладожского ( $R_{\text{крит.}} = 0,497$  при  $p < 0,01$ )

для района исследования Кирьявалахти-1 в одноименном заливе водоема. Большие превышения над фоном отмечены также в заливе Лехмалахти (по хрому, марганцу, кобальту, свинцу и кадмию) и близ полуострова Хунука и острова Лункулансаари – по кадмию и марганцу.

Почти все тяжелые металлы (кроме кадмия и марганца) в изученных донных отложениях тесно связаны с тонкими минеральными частичками осадков, что подтверждается корреляцией с содержанием лития (рис. 1) – индикатора гранулометрического фактора седиментогенеза (Loring, 1990). Данное обстоятельство позволяет проводить процедуру Li-нормирования концентраций тяжелых металлов,

что дает возможность оценить уровень реального техногенного загрязнения исследованных районов Ладожского озера. Наиболее экологически опасные концентрации хрома, кобальта, никеля, цинка и молибдена отмечены в районе залива Кирьявалахти, медью и свинцом наиболее загрязнены донные отложения литоральной зоны в районе острова Лункулансаари.

Кадмий, концентрации которого в озерных отложениях отдельных участков исследования достигают 2,8 мг/кг (7-кратное превышение над региональным фоном!), вероятнее всего, связан с минералами циркона из флювиогляциальных отложений, повсеместно распространенных на территории Карелии (рис. 2). Песчаные и супесчаные плейстоценовые формации с галькой и валунами Валдайского надгоризонта как раз слага-

ют береговую литию в районах исследований близ острова Лункулансаари и полуострова Хунука (Государственная..., 2000). Аналогичные закономерности распределения кадмия отмечаются в донных отложениях водных объектов города Петрозаводска, расположенного на берегу Онежского озера, где в четвертичном чехле преобладают рыхлые водно-ледниковые отложения (Слуковский, 2014; Слуковский, Медведев, 2015).

Вариации концентраций марганца определяет фактор железо-марганцевых образований в донных отложениях литорали Ладожского озера, в которых марганец и железо изоморфно замещают друг друга. Отмечается также значимая корреляционная связь между содержанием марганца и концентрациями кобальта, свинца и молибдена в изученных водных осадках.

Таким образом, установлено, что содержание тяжелых металлов в донных отложениях прибрежной зоны Северной части Ладожского озера контролируется различными физико-химическими и геологическими факторами. Данные исследования должны лечь в основу экологической интерпретации результатов определения концентраций тяжелых металлов, превышающих региональные фоновые значения, при дальнейших геоэкологических работах как в обозначенных выше районах, так и в других участках озера Ладожского.

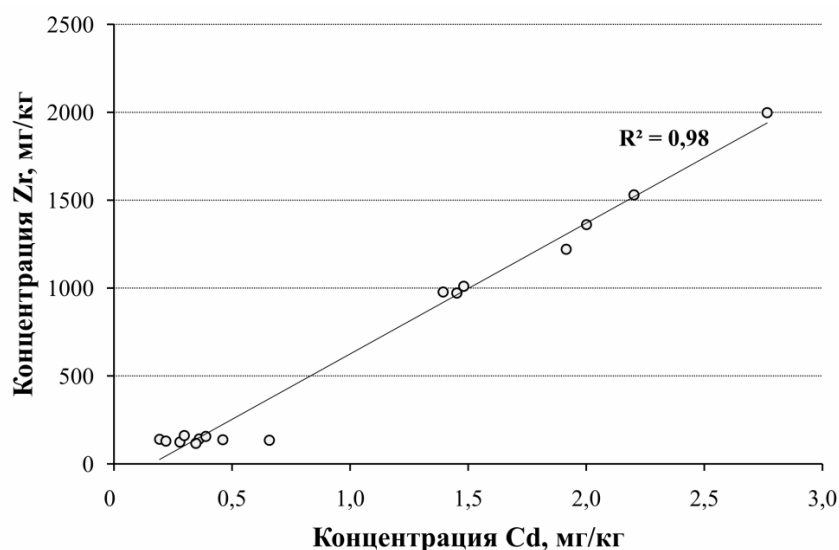


Рис. 2. Взаимосвязь концентраций кадмия и циркония в донных отложениях литоральной зоны озера Ладожского

#### Список литературы

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая версия): лист Р-(35)-37 (Петрозаводск) / сост. и подгот. к изд. на Санкт-Петербургской картографической фабрике ВСЕГЕИ; ред. Ю.Б. Богданов, М.Д. Маркова, карт. Г.Н. Паршина, геолог Н.П. Пежемская, тех. ред. С.А. Радченко. 1:1000000. СПб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2000. 150 экз.
2. Каталог озер и рек Карелии / под ред. Н.Н. Филатова и А.В. Литвиненко. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2001. 290 с.
3. Слуковский З.И. Происхождение кадмия в донных отложениях рек города Петрозаводска: техногенез или природа? // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2013. Вып. 16. С. 132–136.
4. Слуковский З.И., Медведев А.С. Содержание тяжелых металлов и мышьяка в донных отложениях озер Четырехверстного и Ламбы (г. Петрозаводск, Республика Карелия) // Экологическая химия. 2015. № 1. С. 56–62.
5. Loring D.H. Lithium – a new approach for the granulometric normalization of trace metal data // Marine Chemistry. 1990. Vol. 29. P. 155–168.

## ФИТОРЕКУЛЬТИВАЦИЯ ТЕХНОГЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ Cu-Ni КОМБИНАТА В УСЛОВИЯХ СУБАРКТИКИ

Слуковская М.В.

ФГБУ ВПО Петрозаводский государственный университет, krem.mv@gmail.com

Аэротехногенное загрязнение, обусловленное деятельностью предприятий цветной металлургии (ЦМ), приводит к деградации наземных экосистем импактных зон и образованию техногенных пустошей (Кашулина, 2002; Remon et al., 2005; Калабин и др., 2010). Медно-никелевый комбинат ОАО «Кольская ГМК» (площадка Мончегорск, Мурманская область), функционирует с 1938 года (прежнее название – ОАО «Комбинат «Североникель»). В настоящее время флора техногенно нарушенной территории, в сравнении с естественной



флорой Мурманской области, характеризуется крайне низким видовым разнообразием, уменьшением проективного покрытия (не более 10–15% территории), а также здесь наблюдается деградация почвенного слоя (Евдокимова и др., 2012). Данные обстоятельства делают практически невозможным протекание естественных восстановительных сукцессий, особенно в импактной зоне (Zverev, 2009; Калабин и др., 2010).

Присутствие тяжелых металлов (ТМ) в почве в подвижной форме и/или возможный переход их в биодоступную форму на подобных депрессивных территориях является источником загрязнения окружающей среды на годы вперед (Кашулина, 2002; Zhou et al., 2007). В связи с этим одно из важных направлений природоохранной деятельности – разработка технологии, которая в конечном итоге привела бы к снижению миграции поллютантов и формированию устойчивого растительного покрова на конкретном эродированном участке. Цель данной работы – дать оценку возможности фиторекультивации участка загрязненной территории возле комбината ЦМ с использованием в качестве мелиорантов минеральных субстратов из отходов предприятий горнопромышленного комплекса.

Наблюдения за развитием искусственно созданного фитоценоза проводились в течение 2010–2014 гг. Согласно данным, представленным на рисунке 2, наиболее благоприятные погодные условия наблюдались в 2011 и 2013 гг.

Эксперимент заложен в июле 2010 г. в импактной зоне медно-никелевого предприятия. Экспериментальная площадка представляет собой участок с минеральным грунтом, удаленный от промышленной зоны на расстояние 1,5 км, координаты месторасположения 67°56.403'N, 32°50.287'E (рис. 1). Аборигенная растительность на нем полностью отсутствовала, на прилегающей территории произрастали немногочисленные представители рода *Salix*.

Для формирования растительного покрова использована смесь семян злаковых растений, вермикулитовый субстрат марки Випон-1, полученный из вермикулита Ковдорского месторождения (Мурманская область), и два вида горнопромышленных отходов.

Для формирования растительного покрова использована смесь семян злаковых растений, вермикулитовый субстрат марки Випон-1, полученный из вермикулита Ковдорского месторождения (Мурманская область), и два вида горнопромышленных отходов.

Карбонатитовые отходы (КО) отобраны из хвостохранилища ОАО «Ковдорский ГОК», в котором складировались отходы повторной глубокой переработки после доизвлечения ценных компонентов. Серпентинитомagnesит (СМ) – вскрышные породы Халиловского месторождения магнезита. Отходы использовались в качестве мелиорантов. Эксперимент предусматривал нанесение на техногенный грунт слоя мелиоранта толщиной 5 см, поверх



Рис. 1. Район проведения исследования

которого производилось формирование растительного покрова инновационным запатентованным экспресс-способом с применением гидропонного вермикулитового субстрата (Kotelnikov, Ivanova, 2010).

Для формирования растительного покрова использована смесь семян злаковых растений, вермикулитовый субстрат марки Випон-1, полученный из вермикулита Ковдорского месторождения (Мурманская область), и два вида горнопромышленных отходов.

Карбонатитовые отходы (КО) отобраны из хвостохранилища ОАО «Ковдорский ГОК», в котором складировались отходы повторной глубокой переработки после доизвлечения ценных компонентов. Серпентинитомagnesит (СМ) – вскрышные породы Халиловского месторождения магнезита. Отходы использовались в качестве мелиорантов. Эксперимент предусматривал нанесение на техногенный грунт слоя мелиоранта толщиной 5 см, поверх которого производилось формирование растительного покрова инновационным запатентованным экспресс-способом с применением гидропонного вермикулитового субстрата (Kotelnikov, Ivanova, 2010).

Результаты мониторинга экспериментального участка депрессивной территории возле медно-никелевого комбината (г. Мончегорск) показали, что растительный покров в контрольном варианте (без использования мелиорантов), созданный путем посева семян травосмеси в слой вермикулита, нанесенный непосред-

венно на техногенный грунт, полностью погибает в течение 2-х вегетационных сезонов. В опытных вариантах применение 5-см экранирующего слоя из мелиорантов (горнопромышленных отходов) между техногенным грунтом и слоем вермикулитового субстрата (1 см) способствует формированию высококачественного растительного покрова. Пятилетний мониторинг созданного таким образом фитоценоза показал ежегодное наращивание биомассы за счет интенсивного роста и развития растений. Использование горнопромышленных отходов способствовало повышению макроэлементного статуса грунта депрессивной техногенной территории путем поступления в него таких макроэлементов, как кальций и магний. Тенденция накопления меди свидетельствует о стабилизирующей роли растительно-минерального комплекса на процесс миграции этого поллютанта. Повышение микроэлементного статуса осуществляется за счет дополнительного внесения комплексных удобрений, что является обычной практикой поддержания растительного покрова в первые годы на подобных территориях (Арчегова, Лихатова, 2012). В последующие вегетационные сезоны внесение минеральных удобрений может быть приостановлено.

**Рис. 2.** Среднемесячная температура воздуха в период проведения мониторинговых исследований (по данным [www.gp5.ru](http://www.gp5.ru), метеостанция 22212 – г. Мончегорск)



Формирование устойчивой травянистой агроэкосистемы (в течение 5 лет) и улучшение свойств грунта на техногенно нарушенной территории с выраженными эрозийными процессами полностью соответствует «интенсивному этапу» в соответствии с концепцией природовосстановления на Крайнем Севере (Арчегова, Лихатова, 2012).

Таким образом, на основании многолетнего исследования можно заключить, что создание высококачественных фитоценозов с использованием в качестве мелиорантов карбонатитовых и серпентинитовых отходов предприятий горнопромышленного комплекса является перспективным способом фиторекультивациитехногенно нарушенных территорий в зоне воздействия медно-никелевых производств.

#### Список литературы

1. Арчегова И.Б., Лиханова И.А. Проблема биологической рекультивации и ее решение на европейском северо-востоке на примере республики Коми // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2012. Выпуск 1 (9). С. 29–34.
2. Евдокимова Г.А., Калабин Г.В., Мозгова Н.П. Оценка состояния почвенного покрова в процессе снижения воздействия воздушных выбросов комбината «Североникель» на окружающую среду // Цветные металлы. 2012. № 11. С. 53–58.
3. Калабин Г.В., Евдокимова Г.А., Горный В.И. Оценка динамики растительного покрова нарушенных территорий в процессе снижения воздействия комбината «Североникель» на окружающую среду // Горный журнал. 2010. № 11. С. 74–77.
4. Кацулина Г.М. Аэротехногенная трансформация почв европейского субарктического региона. Часть 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 158 с.
5. Kotelnikov V.A., Ivanova L.A. (en) Method for biologically recultivating industrial wastelands. (fr) procédé de remise en culture biologique de terresappauvries sur le plan technogène. (ru) Способ биологической рекультивации техногенно-нарушенных земель // Pub. No.: WO/2011/084079. International Application No.:PCT/RU2010/000001. Publication Date: 14.07.2011. International Filing Date: 11.01.2010. IPC: A01B 79/02 (2006.01), A01G 1/00 (2006.01), A01G 31/00 (2006.01).
6. Remon E., Bouchardon J.-L., Cornier B., Guy B., Leclerc J.-C., Faure O. Soil characteristics, heavy metal availability and vegetation recovery at a former metallurgical landfill: Implications in risk assessment and site restoration // Environmental Pollution. 2005. № 137. P. 316–323.
7. Zhou Jian-Min, Dang Zhi, Cai Mei-Fang, Liu Cong-Qiang Soil heavy metal pollution around the Dabaoshan Mine, Guangdong Province, China // Pedosphere. 2007. Vol. 17 (5). P. 588–594.
8. Zverev V.E. Mortality and Recruitment of Mountain Birch (*Betula pubescens* ssp. *czerepanovii*) in the Impact Zone of a Copper-Nickel Smelter in the Period of Significant Reduction of Emissions: The Results of 15-Year Monitoring // Russian Journal of Ecology. 2009. Vol. 40, N 4. P. 254–260.

## НЕОТЕКТЕНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА (ДОЛИНА Р. ЛОТТА)

Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н.

Геологический институт КНЦ РАН, [tolstobrov@geoksc.apatity.ru](mailto:tolstobrov@geoksc.apatity.ru)

**Введение.** Ранними исследованиями (Никонов, 1959) при изучении рыхлых отложений в долине р. Лотта было установлено, что вслед за отступающим краем льда вглубь континента проникали морские воды. Расположение верхней морской границы фиксируется на высотной отметке примерно 120 м н.у.м. В результате поднятия территории граница морского бассейна постепенно стала отступать. Для установления этапов регрессивного перемещения береговой линии морского бассейна и установления динамических характеристик поднятия земной коры на северо-западе Кольского региона были изучены донные осадки озерных котловин в долине р. Лотта.

**Район исследования.** Район располагается на западе Мурманской области (северо-восток Русской Лапландии) (рис. 1). Долина р. Лотта имеет простирание с запада на восток. Река приурочена к водосбору Баренцева моря. Впадает в оз. Нотозеро, которое в настоящее время представлено Верхнетуломским водохранилищем с абсолютной отметкой уровня воды 80 м. В долине р. Лотта изучены донные отложения пяти озерных котловин (рис. 1), расположенных на высотных отметках от 83,7 до 114,4 м над уровнем моря (н.у.м.). Площади поверхности, исследованных озер, варьируют от 0,03 км<sup>2</sup> до 0,5 км<sup>2</sup>. Глубина озер меняется от 2,3 до 7,0 м. Озера размещаются в эрозионных котловинах коренного фундамента.

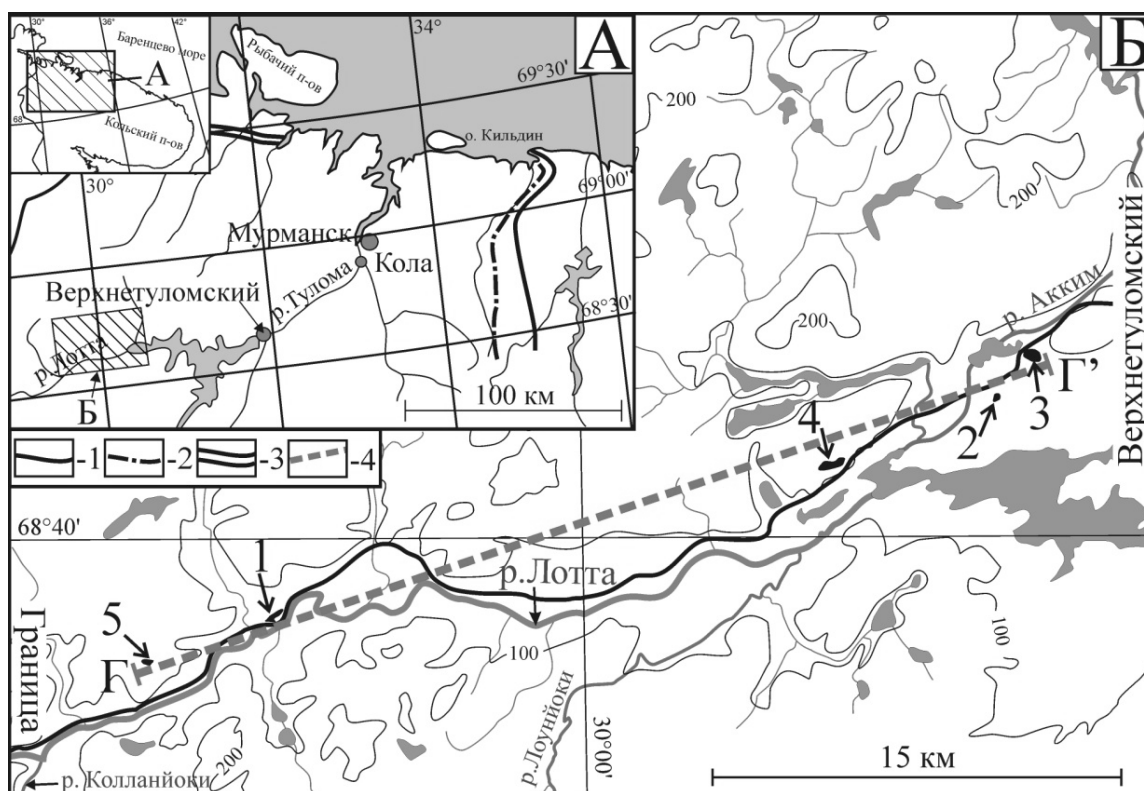


Рис. 1. Схема расположения района исследования (А) и озерных котловин, изученных в долине р. Лотта и обозначенных цифрами 1–5 (Б)

Условными обозначениями показано: положение краевых ледниковых образований по (Ekman, Iljin, 1991): 1 – Сальпауселька I (11 300–10 800 <sup>14</sup>С лет т.н.), 2 – Сальпауселька II (11 200–10 000 <sup>14</sup>С лет т.н.), 3 – Тромсе-Люнген (11 000–10 000 <sup>14</sup>С лет т.н.); 4 – линия профиля диаграммы.

**Полученные исходные данные и их интерпретация.** Детальное описание литологического, микропалеонтологического и хронологического изучения донных отложений озерных котловин в долине р. Лотта приводилось в других публикациях (Толстобров, Толстоброва, 2014; Толстоброва и др., 2015 (в печати)). В данной работе отметим лишь некоторые основные результаты этих исследований.

В результате литологического и диатомового анализа в разрезах донных отложений всех исследованных озер Лоттинской депрессии обнаружена последовательность фаций от приледникового водоема к современному пресноводному. Фация приледникового бассейна представлена слоистой или неяснослоистой глиной с песком и с черными (темно-серыми) примазками (пятнами). Отсутствие диатомовой флоры в данных осадках указывает, что их формирование происходило в суровых условиях приледникового бассейна. Вверх по разрезу отмечается переход от фации приледникового водоема к фации современного озера, который представлен алевроитом с органикой. Здесь начинают присутствовать в небольшом количестве диатомовые водоросли, которые представлены исключительно пресноводными видами. В вышележащей гиттии (фация современного пресноводного озера) количество пресноводных видов резко увеличивается. Отсутствие морских диатомовых видов в разрезах озерных котловин, расположенных ниже верхней морской границы, может свидетельствовать, что данная область во время морской трансгрессии была блокирована льдом. После освобождения территории ото льда здесь сформировался приледниковый водоем, который, возможно, соединялся с морем, но из-за большого поступления талых вод оставался пресноводным. Озерные котловины при этом входили в систему одного крупного приледникового водоема, о чем может свидетельствовать одинаковые литологические и микропалеонтологические характеристики вскрытых осадков.

Радиоуглеродные датировки, приведенные в таблице, указывают на начало биогенного осадконакопления и соответствуют времени отделения озерных котловин от крупного приледникового бассейна. Необходимо отметить, что датировки, выполненные по осадкам переходной зоны от глинистых осадков к органогенным отложениям, соответствуют времени изоляции озерной котловины от крупного приледникового водоема. Датировки, выполненные по нижней части органогенных осадков, соответствуют постизоляционному времени.

Результаты датирования донных осадков озер в долине р. Лотта.

Озеро, №	Высота, м н.у.м.	Материал	Возраст, $^{14}\text{C}$ лет назад	Калиброванный возраст, лет назад	Событие
1	83,7	Алеврит с органикой	7110±100	8161–7734	Изоляция
2	88,8	Алевритистая гиттия	7830±100	8979–8428	Изоляция
3	97	Гиттия	8230±50	9400–9029	Постизоляция
4	103,6	Алевритистая гиттия	7970±120	9240–8522	Изоляция
5	114,4	Гиттия	8210±100	9471–8980	Постизоляция

**Реконструкция поднятия земной коры северо-западной части Кольского региона.** Для установления динамических характеристик вертикальных движений земной коры в пределах Лоттинской депрессии была построена диаграмма (рис. 2) релятивных линий по профилю Г-Г' (рис. 1). Построение диаграммы выполнялось на основании полученных данных радиоуглеродного датирования осадков озерных котловин в долине р. Лотта (табл.). Поднятие на диаграмме показано одновозрастными релятивными линиями, каждая из которых отражает положение береговой линии приледникового бассейна относительно современного уровня моря.

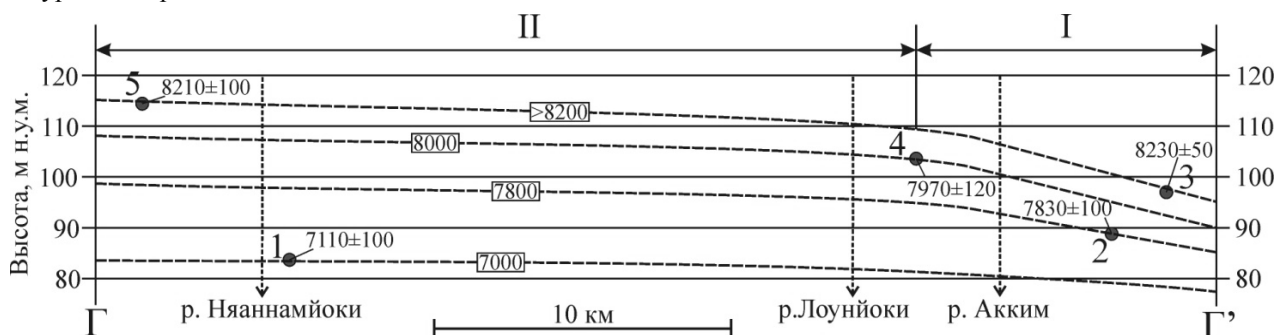


Рис. 2. Диаграмма релятивных линий поднятия земной коры северо-западной части Кольского региона, построенных вдоль долины р. Лотта. Линия профиля указана на рис. 1. Кружками показано расположение изученных озер

Так в озерной котловине 5 (рис. 2), расположенной в западной части профиля на высотной отметке 114,4 м, датировка 8210±100  $^{14}\text{C}$  лет тому назад (т.н.) соответствует постизоляционному контакту. Аналогичное время 8230±50  $^{14}\text{C}$  лет т.н. постизоляционного интервала было получено по осадкам озерной котловины 3, расположенной в восточной части профиля на высотной отметке 97 м. Отчленение озерных депрессий от крупного приледникового водоема происходило в одно и то же время (ранее 8200  $^{14}\text{C}$  лет т.н.), и, соответ-

венно, в момент отделения пороги стоков этих озер располагались на одной высоте. Из-за более интенсивного поднятия западной части долины р. Лотты озерная котловина 5 в данный момент располагается выше озера 3. Если соединить разновозрастные точки на диаграмме прямой линией, получается, что озеро 4 располагается выше данной линии, хотя изоляция данной озерной котловины от крупного ледникового водоема произошло позднее ( $7970 \pm 120$   $^{14}\text{C}$  лет т.н.). Видимо выравнивание земной поверхности имело здесь более сложный характер. На диаграмме (рис. 2) линию, возраст которой оценивается чуть более  $8200$   $^{14}\text{C}$  лет т.н., следует изображать в виде кривой, наклон которой становится меньше по направлению на запад. Такой характер линии свидетельствует, что в восточной части долины р. Лотты градиент поднятия в раннем голоцене был больше чем на западе. Резкое изменение градиента поднятия происходит в районе между устьем р. Акким и устьем р. Лоунйоки (рис.2).

Нельзя не учитывать влияние локальных подвижек отдельных блоков земной коры на характер гляцио-изостатического выравнивания, на что может указывать нарушенное залегание осадков в озерных котловинах 2 и 3 (рис. 1). Вероятно, вдоль долины р. Акким существует линейная тектоническая структура, которая активизировалась в послеледниковое время. Это привело к смещению отдельных блоков, а в близлежащих озерах к взмучиванию (перемешиванию) донных осадков. Возможно, данное сейсмическое событие отражается в изгибе релятивных линий поднятия на диаграмме (рис. 2). Проявление этого сейсмического события сопоставимо с временем начала биогенного осадконакопления в озерной котловине 2, и датируется возрастом  $7830 \pm 100$ .

Линия  $8000$   $^{14}\text{C}$  лет т.н. в восточной части профиля проведена между датировками  $8230 \pm 50$  и  $7830 \pm 100$   $^{14}\text{C}$  лет т.н. на высотной отметке примерно 93 м. Далее в районе между устьем р. Акким и устьем р. Лоунйоки линия изгибается, аналогично выше описанной, и проходит через озеро 4 с временем изоляции  $7970 \pm 120$   $^{14}\text{C}$  лет т.н. В западной части профиля при построении данной линии учитывался установленный ранее (Svendsen, Mangerud, 1987 и др.) характер выравнивания территории Фенноскандинавского щита - по направлению к центру последнего оледенения увеличивается амплитуда поднятия, при этом линии поднятия на диаграмме будут представлять собой расходящийся пучок. Поэтому здесь она простирается подобно линии  $8200$   $^{14}\text{C}$  лет т.н. с небольшим расхождением с ней. Аналогичным способом была построена линия  $7800$  и  $7000$   $^{14}\text{C}$  лет т.н.

**Выводы.** 1. Во время позднеледниковой трансгрессии обширные территории в долине р. Лотта были блокированы мертвым льдом, на что указывает отсутствие солоноватоводных и морских видов диатомей ниже верхней морской границы.

2. Полное освобождение территории ото льда примерно произошло в начале бореального времени, на данной территории из-за большого количества талых вод сформировался крупный приледниковый водоем, который соединялся с морем.

3. Положение релятивных линий на диаграмме позволяет выделить в районе исследования два участка с различными динамическими характеристиками поднятия за  $8000$   $^{14}\text{C}$  лет: первый участок (I), расположен в нижнем течении р. Лотта, характеризуется амплитудой поднятия от 90 до 103 м и высоким градиентом поднятия – 130 см/км; второй участок (II), расположен в среднем течении реки, характеризуется амплитудой поднятия от 103 до 109 м и низким градиентом поднятия – 23 см/км.

4. Средняя скорость поднятия за  $8000$   $^{14}\text{C}$  лет т.н. на востоке района исследования составила 11,2 мм/год, на западе – 13,6 мм/год.

5. В начале атлантического времени на территории исследования имели место локальные подвижки отдельных блоков земной коры, в частности вдоль долины р. Акким.

#### Список литературы

1. Никонов А.А. Восстановление неотектоники и палеогеографии поздне-ледникового с помощью эпейрогенического спектра в материковой части Кольского полуострова // Докл. АН СССР. Т. 125, № 4. 1959. С. 866–869.
2. Толстобров Д.С., Алексеева А.Н. «Палеогеография Туломской, Лоттинской и Кольской депрессий северо-запада Мурманского региона в позднеледниковье-голоцене» // Труды XXIII молодежной научной конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца. Апатиты, 7–10 октября 2013 г. / Ред. Ф.П. Митрофанов. – Апатиты: Изд-во К&М. 2013. С. 26–29.
3. Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Корсакова О.П., Колька В.В., Зарецкая Н.Е. Палеогеография лоттинской депрессии в позднеледниковье и голоцене (Кольский регион) // IX Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Сб. статей (г. Иркутск, 15–20 сентября 2015 г.) (в печати).
4. Ekman I., Iljin V. Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian ASSR and adjacent areas. – Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines. Espoo, Geol. Survey Finland, 1991. P. 7–9.
5. Svendsen, J. I. & Mangerud, J. Late Weichselian and Holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. Journal of Quaternary Science. V. 2. 1987. P. 113–132.

## ДИАТОМОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН ТУЛОМСКОЙ ДЕПРЕССИИ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, alexeeva@geoksc.apatity.ru

Ранними исследованиями (Горецкий, 1941; Лаврова, 1960; Колька, 2005) было установлено, что по Туломской депрессии вглубь континента проникали морские воды, верхняя морская граница прослеживается до высоты ~100 м н.у.м. Для установления хронологической последовательности перемещения береговой линии морского бассейна, выявления характера условий осадконакопления и определения этапов формирования донных отложений в Туломской депрессии в позднеледниковье и голоцене было выполнено изучение озерных котловин на разных высотных отметках. В работе приводятся результаты анализа диатомовых комплексов, литологии и радиоуглеродного датирования донных осадков трех озерных котловин, расположенных на высотных отметках от 27,0 до 92,0 м н.у.м. в долине р. Тулома.

Безымянное озеро с высотой порога стока 27,0 м н.у.м. Озеро округлой формы, непроточное, площадью 0,01 км<sup>2</sup>, глубина воды в месте отбора керна 8,80 м. Последовательность донных отложений представлена (здесь и далее глубина указана от поверхности воды, снизу-вверх): (1) 9,70–9,38 м – серая глина, слоистая; (2) 9,38–9,22 м – гиттия коричневая с красноватым оттенком, слоистая, с единичными макроостатками растений, в нижней части с минеральными частицами; (3) 9,22–8,80 м – гиттия коричневая, неслоистая, с макроостатками растений.

Диатомовый анализ выполнен для 10 образцов, было выявлено 105 таксонов диатомовых водорослей. По изменениям в составе диатомовых комплексов в колонке было выделено 3 этапа (рис. 1).

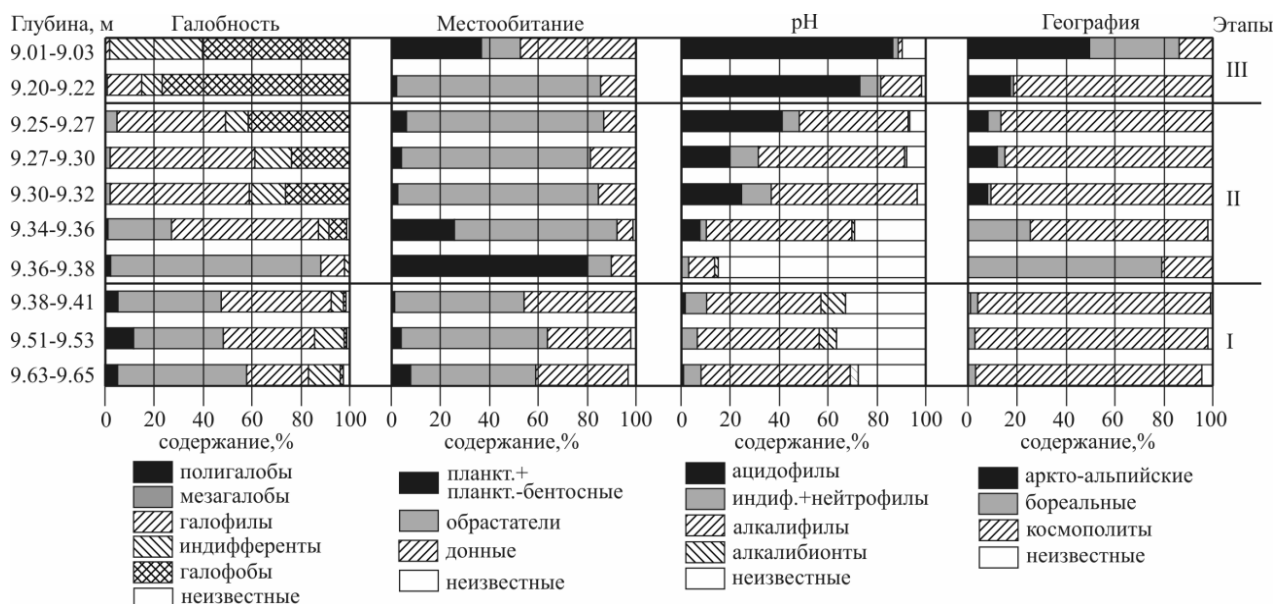


Рис. 1. Экологическая характеристика диатомовых комплексов в колонке безымянного озера с высотой порога стока 27.0 м н.у.м.

Этап I соответствует интервалу слоистых глин (1), залегающих в основании разреза. Для этой зоны характерно высокое таксономическое разнообразие и низкие концентрации створок диатомей. В составе диатомового комплекса доминируют мезогалобы и галофилы. Мезогалобы представлены в основном донными видами *Diploneis didyma*, *D. interrupta*, *D. smithii*, *Rhabdonema arcuatum*, *Rh. minutum* и др. и обрастателями *Cocconeis scutellum*, *Mastogloia elliptica*, *M. smithii* и др. Среди галофилов массово встречаются эпифиты *Fragilariforma virescens* var. *subsalina*, *Planothidium delicatulum*, *Staurosirella pinnata*, *Tabularia fasciculata* и др. Полигалобы составляют 5–11% и представлены *Cocconeis costata*, *Cocconeis stauroneiformis*, *Grammatophora marina* и др. Также в осадках этого интервала были обнаружены и типично пресноводные виды (галофобы и индифференты), которые в сумме составляют 6–14%. По географической приуроченности в этом интервале доминируют космополиты (более 90%) – виды с широкой географической амплитудой. Среди обнаруженных диатомей с известной экологией по отношению к pH доминирующее положение занимают виды, обитающие

в щелочных условиях, – алкалифилы и алкалибионты. Состав диатомовой флоры свидетельствует, что накопление глин происходило в солоноватоводных условиях.

**Этап II** выделен в слоистой гиттии и разделяется на две фазы. Концентрация створок здесь увеличивается по сравнению с предыдущим этапом, наблюдается уменьшение видового разнообразия. Для **первой фазы** (9,32–9,38 м) характерно увеличение мезогалобов (до 87,5%) в основном за счет *Paraliasulcata*, широко распространенной на литорали морей. Также здесь происходит заметное уменьшение процентного содержания полигалобов до 0,3–2%. Отмечено увеличение содержания бореальных видов, что может косвенно указывать на улучшение климатических условий. **Вторая фаза** (9,22–9,32 м) выделена по резкому сокращению мезогалобов (1,5–4,5%) и увеличению галофилов (до 60%). Полигалобов обнаружено не было. Среди галофилов доминируют два перифитонных вида *Fragilariforma virescens* var. *subsalina* и *Staurosirella pinnata*. Кроме того, в составе диатомового комплекса наблюдается увеличение содержания индифферентов и галофобов. По отношению к pH во время формирования этапа II доминируют алкалифилы, но наблюдается увеличение содержания индифферентов и ацидофилов. Характер диатомовой флоры указывает на постепенное опреснение бассейна, при накоплении слоистой гиттии морские условия седиментации сменялись пресноводными.

**Этап III** соответствует интервалу неслоистой гиттии (3), накопление которой происходило в пресноводных условиях, т.к. абсолютное господство принадлежит олигогалобам. Для этого этапа характерно резкое увеличение концентрации диатомовых створок. Видовое разнообразие незначительно снижается по сравнению с предыдущим этапом. Обнаружены створки вида-галофила *Fragilariforma virescens* var. *subsalina*, количество которого уменьшается вверх по разрезу до 1,5%. Увеличивается количество галофобов до 77%, которые представлены перифитонными видами рода *Eunotia*, донными формами *Brachysira brebissonii*, *Frustulia rhomboides*, различными видами рода *Pinnularia* и др. В верхней части данного интервала происходит увеличение планктонных видов, в основном за счет индифферента *Aulacoseira distans*. Другие индифференты представлены обрастателями *Staurosira venter*, *Gomphonema parvulum* и др., донными *Stauroneis anceps*, *S. phoenicenteron* и др. Происходит увеличение содержания ацидофильных видов, что указывает на естественную ацидофикацию озера.

Таким образом, вверх по разрезу наблюдается постепенная смена солоноватоводно-морской диатомовой флоры на пресноводную. Отделение котловины данного озера от солоноватоводного бассейна произошло 4660±50 <sup>14</sup>C лет назад, что соответствует началу суббореального времени.

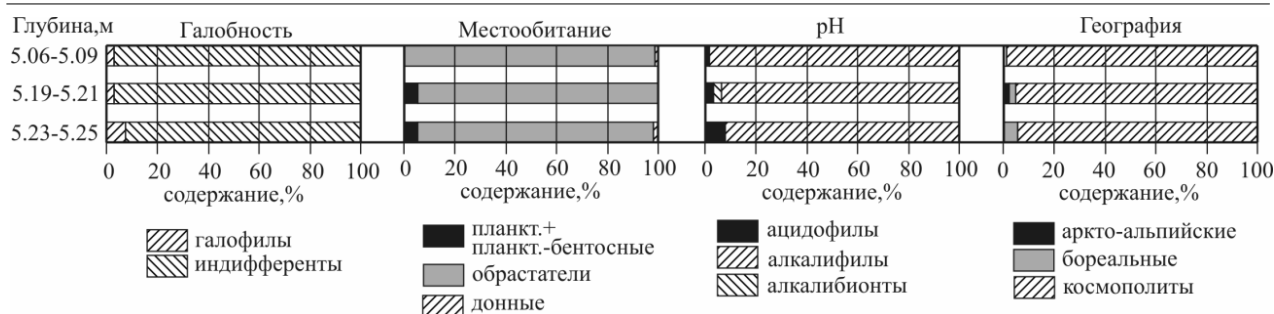
*Безымянное озеро с высотой порога стока 77,0 м н.у.м.* Озеро проточное, имеет округлую форму. Площадь озера 0,05 км<sup>2</sup>, глубина воды 2,8 м. Разрез донных отложений представлен следующей последовательностью: (1) 6,05–5,33 м – глина серая, неслоистая, на глубине 5,80–5,90 м с черными прослойками органики, содержит единичный гравий; (2) 5,33–5,21 м – алевролитистая гиттия серовато-коричневого цвета, неслоистая; (3) 5,21–2,80 м – гиттия коричневая, светло-коричневая, неслоистая, с единичными макроостатками растений, до глубины 4,30 м содержит минеральную составляющую.

В осадках данного озера методом диатомового анализа было изучено 8 образцов. Образцы, полученные из интервалов (1) и (2) оказались практически немymi, в них обнаружены единичные створки и обломки створок пресноводных диатомей. Только 3 образца из гиттии оказались представительными. В них выявлено 14 таксонов диатомовых водорослей. Концентрация створок из этих образцов увеличивается вверх по разрезу. Все обнаруженные диатомеи обитают в пресноводных условиях, но один вид *Staurosirella pinnata*, обитающий в обрастаниях, является галофилом, он составляет до 6,5% в образце на границе гиттии и алевролитистой гиттии, вверх по разрезу его содержание уменьшается до 1,5%. Экологические характеристики представлены ниже (рис. 2).

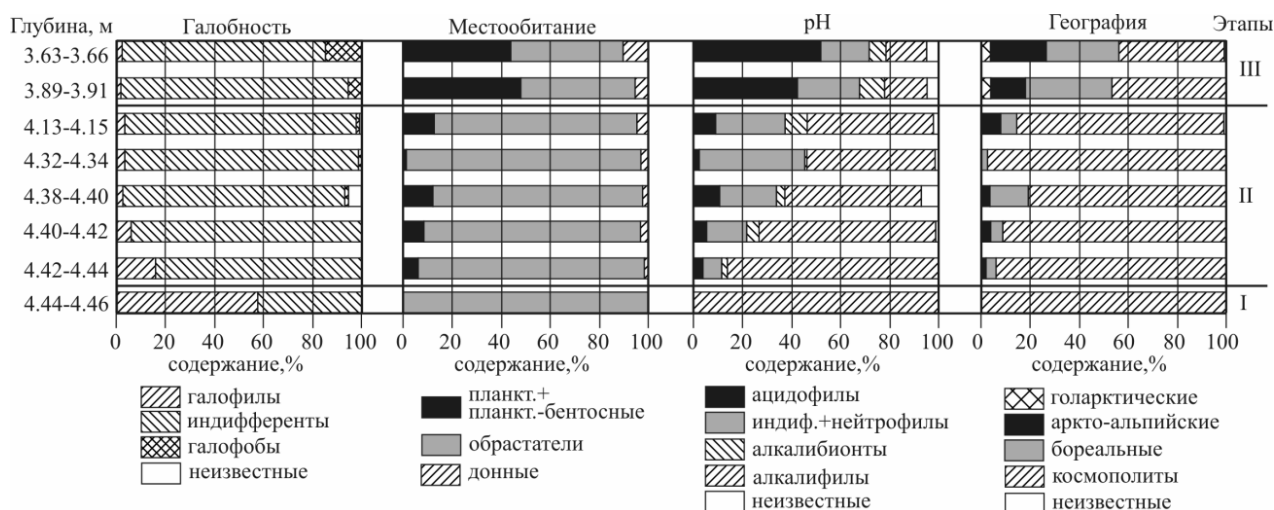
По результатам диатомового анализа, во время позднеледниковой трансгрессии данная котловина была блокирована мертвым льдом, освобождение территории ото льда произошло, когда уровень моря располагался ниже порога стока из озера. На начальных этапах становления озера, осадконакопление происходило в приледниковом водоеме, о чем свидетельствует практически полное отсутствие диатомовых водорослей, вероятно для их развития существовали неблагоприятные условия. Судя по датировке 9020±110 <sup>14</sup>C лет назад, полученной из интервала 5,21–5,27 м, накопление биогенного материала началось в первой половине бореала, когда уровень моря здесь был уже ниже 77 м, о чем свидетельствует отсутствие морских диатомовых водорослей в отложениях.

*Озеро Медвежье с высотой порога стока 92,0 м н.у.м.* Озеро имеет неправильную форму, вытянуто с севера на юг, проточное. Площадь озера 1,4 км<sup>2</sup>, глубина 3,5 м. В разрезе установлены: (1) 4,50–4,44 м – глина серая, неслоистая, с макроостатками растений; (2) 4,44–4,34 м – гиттия коричневая, неслоистая, с минеральной частью; (3) 4,34–3,50 м – гиттия светло-коричневая, неслоистая с минеральной частью.

Всего в изученных образцах (9 образцов) было обнаружено 87 видов и разновидностей диатомовых водорослей. По результатам диатомового анализа в осадках озера было выделено 3 этапа (рис. 3).



**Рис. 2.** Экологическая характеристика диатомовых комплексов в колонке безымянного озера с высотой порога стока 77.0 м н.у.м.



**Рис. 3.** Экологическая характеристика диатомовых комплексов в колонке озера Медвежье с высотой порога стока 92.0 м н.у.м.

**Этап I** выделен в базальной части разреза, представленной глиной. Для этого этапа характерно самое низкое таксономическое разнообразие и низкие концентрации диатомей. В нижней части интервала диатомовые водоросли практически отсутствуют, обнаружены единичные створки вида *Staurosirellapinnata* плохой сохранности. Возможно, это говорит о том, что на начальных этапах осадконакопление проходило в суровых приледниковых условиях. В верхней части данного интервала количество створок резко увеличивается, абсолютными доминантами являются галофил *Staurosirella pinnata* и индифферент *Pseudostaurosira brevistriata*. Единично представлены виды *Fragilariforma virescens*, *Staurosirella leptostauron*, *Staurosira venter*. Все обнаруженные виды являются обрастателями, что может свидетельствовать о том, что водоем был неглубоким. По показателям pH все виды являются алкалофилами. Доминирование пресноводно-солонатоводных видов в верхней части слоистых глин возможно свидетельствует о том, что котловина данного озера находилась вблизи верхней морской границы, и морские воды могли проникать в нее во время приливов.

**Этап II** соответствует гиттии интервала (2) и нижней части интервала (3) до глубины 3.91 м. Наблюдается увеличение концентрации и таксономического разнообразия диатомей. Отмечено появление планктонных диатомей, содержание которых постепенно увеличивается вверх по разрезу (5–11%). Доминирующей группой являются перифитонные индифферентные виды *Fragilaria construens*, *Staurosirella lapponica*, *Staurosira venter*, *Pseudostaurosira brevistriata*. Количество галофилов сокращается. Появляются аркто-альпийские и бореальные виды, причем количество бореальных видов увеличивается вверх по разрезу с 3.5 до 15.5%, что может косвенно говорить об улучшении климатических условий. По отношению к pH диатомовые также становятся более разнообразными, обнаружены алкалобионты, ацидофилы и индифференты, причем количество ацидофильных видов постепенно увеличивается.

**Этап III** соответствует верхней части гиттии интервала (3). Отмечается увеличение таксономического разнообразия и уменьшение концентрации створок диатомей по сравнению с нижележащим интервалом. Этот этап отличается резким повышением содержания планктонных диатомей до 44–48%, среди которых доминирует *Aulacoseira distans*, встречены также *Aulacoseira lacustris*, *A. subarctica*, *A. valida*, виды рода *Cyclotella* (*C. radiosa*, *C. rossii*, *C. stelligera*), что свидетельствует об увеличении уровня водоема. Также



отмечается увеличение содержания галофобных ацидофильных видов, что говорит о начавшейся ацидификации водоема. По соотношению аркто-альпийских и бореальных диатомей преобладающей группой являются бореальные виды, можно говорить о некотором потеплении.

Таким образом, анализ диатомовой флоры показал, что на начальных этапах накопление донных отложений происходило в условиях приледникового водоема. Далее произошла незначительное осоложение бассейна. Согласно полученной датировке  $9480 \pm 140$   $^{14}\text{C}$  лет назад из интервала 4.38–4.44 м накопление биогенных пресноводных осадков в данной котловине началось примерно в середине преборела.

#### Список литературы

1. Горецкий Г.И. О роли местных географических условий в четвертичной истории (на примере изучения Кольской и Туломской долин на Кольском полуострове) // Проблемы физической географии. Т.10. М., 1941.
2. Колька В.В., Демидова С.В., Феденя С.А. Новые данные о трансгрессии позднеледникового моря в пределах Туломской депрессии // Теория и практика комплексных морских исследований в интересах экономики и безопасности российского Севера: Тез. докл. Междунар. науч.-практ. конф.. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2005. С. 69–71.
3. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. Л., 1960. 233 с.

## АППАРАТУРНО-МЕТОДИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ РАДИАЦИОННОГО КОНТРОЛЯ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ВОД

Яхнева Д.А., Гулынин А.В., Зуев Д.М., Назарова О.Б., Стародубов А.В.

ФГУП «ВИМС им. Федоровского», [diche90@yandex.ru](mailto:diche90@yandex.ru), [lab@u238.ru](mailto:lab@u238.ru).

Загрязнение окружающей среды, радиационный контроль, геоэкологический мониторинг – эти слова часто встречаются в наше время и выражают всеобщую озабоченность состоянием природной среды. В последние десятилетия развитие цивилизации быстрыми темпами привело к радикальным изменениям в экологии в целом, и к интенсивному радиоактивному загрязнению вод различных типов в частности.

Изучение и контроль за состоянием окружающей среды включает исследование таких природных ресурсов, как природные и техногенные воды, а также почвы, атмосферный воздух. Данные экологического мониторинга используют для анализа состояния природных и техногенных вод и установления способов регулирования их качества.

Природные воды представляют собой сложную, многокомпонентную среду, которая формируется под влиянием геологических, гидрологических, метеорологических и антропогенных факторов, чутко откликаясь на их изменения.

На радиоактивность природных вод оказывает влияние ряд факторов (Бахур, 2008):

- химический состав и минерализация воды;
- принадлежность к определенной климатической и ландшафтной зоне;
- состав водовмещающих пород, локальная тектоника;
- степень взаимосвязи водоносных горизонтов;
- режим водообмена, уровень антропогенного воздействия и другие факторы.

В некоторых случаях может происходить обогащение вод потенциально опасными компонентами, в том числе естественными и техногенными радионуклидами. В окружающую среду также могут поступать технологические воды, не прошедшие необходимую очистку на предприятиях.

Радиоактивность воды обычно определяется присутствием естественных радионуклидов, в первую очередь изотопами урана, радия и, в меньшей степени: изотопами полония, свинца и тория. Техногенные радионуклиды, как правило, представлены в первую очередь цезием и стронцием, реже – изотопами плутония и америция, что связано с глобальными радиоактивными выпадениями, подземными ядерными взрывами, авариями на предприятиях ядерно-топливного цикла и др.

Поэтому для осуществления эффективного радиационного контроля (РК) необходимо современное аппаратно-методическое обеспечение, доступное для рядовых лабораторий, отвечающее всем необходимым требованиям нормативной документации и обеспечивающее достоверный контроль объектов окружающей среды.

Несколько десятков лет лаборатория изотопных методов анализа ФГУП «ВИМС» активно занимается решением данной проблемы. Лабораторией разработан комплекс методик для осуществления радиационного контроля природных и техногенных вод, позволяющий получить информацию о радионуклидном составе исследуемых объектов.

Система радиационного контроля воды включает в себя два уровня – уровень предварительной оценки и уровень радионуклидных исследований.

На первом уровне экспрессными методами определяются контрольные уровни удельной суммарной альфа- и бета-активности и производится предварительная оценка качества воды по показателям радиационной безопасности (СанПиН 2.6.1.2523–09., 2009).

Существует ряд основных нормативных документов, регламентирующих безопасные уровни радиоактивности питьевых и других хозяйственных вод в РФ, в настоящее время ими являются НРБ-99/2009, ОСПОРБ 99/2010 и методические указания МУ 2.6.1.1981-05 (МУ 2.6.1.2719-10).

В случае превышения нормативов предварительной оценки, реализуется второй уровень радиационного контроля, предполагающий в зависимости от величины превышения показателей (МУ 2.6.1.1981-05 «Радиационный контроль...») определение удельных активностей радионуклидов из приоритетной группы и сопоставление их с уровнями вмешательства.

К приоритетной группе относят наиболее распространенные в природных водах радионуклиды, практически полностью определяющие ее радиоактивность ( $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{234}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{210}\text{Po}$ ,  $^{228}\text{Ra}$ ,  $^{210}\text{Pb}$ ).

В комплекс методов входят принципиально новые, на основе изобретений, способы определения  $^{90}\text{Sr}$  в образцах,  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{222}\text{Rn}$ , а также изотопов  $^{226,228,224}\text{Ra}$  в водах. Впервые найден вариант одновременного радиохимически чистого выделения и измерения  $^{210}\text{Po}$  и  $^{210}\text{Pb}$  (по  $^{210}\text{Bi}$ ) из одного объема пробы, реализован способ селективного выделения урана в бестоковом режиме аналогично спонтанному выделению  $\text{Bi}$  и  $\text{Po}$ .

Огромный опыт работы лаборатории изотопных методов анализа в сфере радиационного контроля природных и техногенных вод позволил создать базу данных, включающую в себя результаты исследований проб из разных районов России, что позволило классифицировать подземные воды по показателям радиоактивности и установить основные радиологические типы вод:

8. воды преимущественно уранового состава ( $^{238}\text{U} + ^{234}\text{U} + ^{235}\text{U}$ );
9. воды уран-радиевого состава ( $^{238,234,235}\text{U} + ^{226}\text{Ra}$ );
10. воды преимущественно радиевого состава ( $^{226}\text{Ra}$ );
11. воды с изотопами радия разных радиоактивных рядов ( $^{226}\text{Ra}$  и  $^{224,228}\text{Ra}$ );
12. воды полоний-радиевого состава ( $^{210}\text{Po} + ^{226}\text{Ra}$ ).

В качестве примера практического применения комплекса методов представлены результаты исследований ряда проб природных вод из Тверской области, исходя из которых, можно сделать вывод о значительном превышении  $^{226}\text{Ra}$  в пробах (табл. 1). В связи с этим было принято решение о проведении очистных мероприятий. Фильтрующий материал также подвергся контролю. Основная активность материала фильтров станции водоочистки обусловлена присутствием  $^{226}\text{Ra}$  с нарушенным радиоактивным равновесием (в  $-0$  раз) между  $^{226}\text{Ra}$  и его дочерними продуктами распада –  $^{214}\text{Pb}$  и  $^{214}\text{Bi}$ , что говорит о высоких коэффициентах эманации  $^{222}\text{Rn}$  из вещества проб. Таким образом, исследованиями установлено, что типичный состав проб в Тверской области радиевый с преобладанием  $^{226}\text{Ra}$ , характеризующийся нарушением радиоактивного равновесия между  $^{226}\text{Ra}$  и его дочерними продуктами распада. Рекомендуются проводить систематический радиационный контроль природных вод в данной местности.

Радиационный контроль техногенного загрязнения объектов окружающей среды проводился лабораторией на уранодобывающих предприятиях и предприятиях по производству ядерного топлива. В водных пробах, отобранных на промплощадке ОАО «МСЗ» г. Электросталь, были выявлены повышенные значения активностей и аномальные соотношения изотопов урана, радия, тория (табл. 2). Разнообразие изотопного состава техногенного урана в пределах ореола загрязненных подземных вод, по-видимому, обусловлено изменчивостью во времени радионуклидного состава жидких отходов.

**Таблица 1.** Радионуклидный состав и уровни активности в природных водах Тверской области

№ пробы	Радиационный параметр или радионуклид и нормативы, Бк/кг			
	$A_{\Sigma\alpha}$ $УК\ 0,20$	$A_{\Sigma\beta}$ $УК\ 1,0$	$УА\ ^{226}\text{Ra}$ $УВ\ 0,49$	$УА\ ^{228}\text{Ra}$ $УВ\ 0,20$
№ 4928В	1.23	0.57	0.961	$\leq 0.020$
№ 5015В	1.16	0.50	0.934	$\leq 0.020$
№ 5189В	1.61	0.65	0.919	$\leq 0.020$

**Таблица 2.** Результаты радионуклидного анализа подземных и поверхностных вод на территории промплощадки и зоны влияния ОАО «МСЗ» г. Электросталь.

№ пробы	Радиационный параметр и нормативы, Бк/кг				
	$УА\ ^{238}\text{U}$ $УВ=3,0$	$УА\ ^{234}\text{U}$ $УВ=2,8$	$УА\ ^{235}\text{U}$ $УВ=2,9$	$УА\ ^{226}\text{Ra}$ $УВ=0,49$	$УА\ ^{228}\text{Ra}$ $УВ=0,2$
7858В	55.0	80.8	5.49	3.342	0.765
7859В	60.5	87.7	3.94	6.509	1.047
7652В	12.10	15.50	0.80	1.269	1.400
7653В	27.70	35.60	1.80	0.356	$\leq 0.020$
8044В	27.50	38.05	1.970	0.174	0.223

Радиационный контроль на территории промплощадки Кирово-Чепецкого отделения филиала ФГУП «РосРАО» проводился с целью выявления загрязнения подземных вод природными и техногенными радионуклидами для дальнейшей разработки мероприятий по выводу из эксплуатации ряда объектов. Из наблюда-

тельных скважин глубиной до 50 м были отобраны пробы воды и проведен полный радионуклидный анализ. По результатам исследований (табл. 3) в пробах воды выявлено превышение значений активностей стронция, цезия, плутония и изотопов урана, что говорит о загрязнении подземных вод вследствие деятельности предприятия и о необходимости принятия соответствующих защитных мер.

**Таблица 3.** Результаты радионуклидного анализа подземных вод из наблюдательных скважин.

№ пробы	Радиационный параметр и нормативы, Бк/кг												
	$A\Sigma\alpha$	$A\Sigma\beta$	$YA^{238}U$	$YA^{234}U$	$YA^{235}U$	$YA^{232}Th$	$YA^{230}Th$	$YA^{228}Th$	$YA^{239+240}Pu$	$YA^{238}Pu$	$YA^{241}Am$	$YA^{137}Cs$	$YA^{90}Sr$
	УК 0,20	УК 1,0	УВ 3,0	УВ 2,8	УВ 2,9	УВ 0,6	УВ 0,65	УВ 1,9	УВ 0,55	УВ 0,6	УВ 0,69	УВ <sup>вода</sup> 11,0	УВ <sup>вода</sup> 4,9
8186В	3.51	49.3	1.35	1.09	0.06	≤ 0.02	≤ 0.02	≤ 0.02	0.012	≤ 0.01	0.010	0.65	31.4
8187В	122	32.6	60.5	57.5	3.39	≤ 0.02	≤ 0.02	0.02	11.15	0.064	1.523	≤ 0.300	19.0
8188В	6.30	6.50	5.09	4.78	0.24	≤ 0.02	0.029	0.05	0.378	≤ 0.01	0.144	0.33	0.93
8189В	2.45	36.9	0.49	0.39	0.02	≤ 0.02	≤ 0.02	≤ 0.02	1.411	0.013	0.037	28.5	5.85
8190В	16.5	5.10	12.6	12.8	0.70	≤ 0.02	≤ 0.02	≤ 0.02	0.052	≤ 0.01	0.022	≤ 0.300	0.25

УВ-уровень вмешательства, УК-контрольный уровень в соответствии с п. 5.3.5 НРБ-99/2009. СанПиН 2.6.1.2523-09; п. 4.3.2 СанПиН 2.6.1.2800-10, п. 6.8 МУ 2.6.1.1981-05; п.9 МИ 2453-2000. УА-удельная активность радионуклида.

Помимо надежной методической базы, обеспечивающей получение достоверного результата и хорошо зарекомендовавшей себя при осуществлении радиационного контроля, лаборатория изотопных методов анализа располагает современным аппаратным комплексом: высокочувствительные альфа- и гамма- спектрометры ORTEC (США); низкофоновые альфа- бета- радиометры BERTHOLD (Германия), УМФ-2000 (РФ) и др.

Представленный аппаратно-методический комплекс постоянно совершенствуется по сравнению с предшествующими вариантами в плане расширения сферы применения (объектов исследования), круга определяемых радионуклидов, а также использования новых радиохимических приемов пробоподготовки (Методика измерений объемной активности изотопов радия ( $^{226}Ra$ ,  $^{228}Ra$ ).., 2013; Методика измерений объемной активности изотопов урана ( $^{238}U$ ,  $^{234}U$ ,  $^{235}U$ ).., 2013).

#### Список литературы

1. Бахур А.Е. Научно-методические основы радиоэкологической оценки геологической среды / Диссертация на соискание уч. степени доктора геол.-мин. наук / ВИМС, Москва. 2008.
2. «Методика измерений объемной активности изотопов радия ( $^{226}Ra$ ,  $^{228}Ra$ ) в пробах природных (пресных и минерализованных), технологических и сточных вод гамма-спектрометрическим методом с предварительным концентрированием». Номер в федеральном реестре Росстандарта № ФР.1.40.2013.15397, свидетельство № 40073.3Г188/01.00294-2010 от 22.04.2013 г.
3. «Методика измерений объемной активности изотопов урана ( $^{238}U$ ,  $^{234}U$ ,  $^{235}U$ ) в пробах природных (пресных и минерализованных), сточных и технологических вод альфа-спектрометрическим методом с радиохимической подготовкой и спонтанным бестоковым осаждением». Номер в федеральном реестре Росстандарта № ФР.1.40.2013.15400, свидетельство № 40073.3Г191/01.00294-2010 от 22.04.2013 г.
4. СанПиН 2.6.1.2523–09 «Нормы радиационной безопасности (НРБ-99/2009).
5. МУ 2.6.1.1981-05 «Радиационный контроль и гигиеническая оценка источников питьевого водоснабжения и питьевой воды по показателям радиационной безопасности. Оптимизация защитных мероприятий источников питьевого водоснабжения с повышенным содержанием радионуклидов».

# **Путеводитель геологических экскурсий**



## АРХЕЙСКИЕ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

**Геологическая экскурсия по маршруту г. Петрозаводск – оз. Кончезеро –  
п. Марциальные воды – п. Гирвас – д. Койкары – вод. Кивач – г. Петрозаводск**

*Светов С.А., Голубев А.И., Степанова А.В., Куликов В.С., Гоголев М.А.*

### Геологическое строение Онежской структуры

Маршрут проходит по западному борту Онежской структуры (ОС), располагающейся в СЗ сегменте Водлозерского блока, который имеет сложное геологическое строение, определяемое многократными тектоно-магматическими событиями и циклическими метаморфическими преобразованиями (Онежская структура..., 2011).

Водлозерский блок представляет собой наиболее древнее палеоархейское ядро Карельского кратона (Кожевников 2000, Кожевников и др., 2006, 2010; Кожевников, Скублов, 2010; Куликов и др., 1990; Левченков и др., 1989; Лобач-Жученко и др., 1989, 2000, 2009; Пухтель и др., 1991; Сергеев и др., 1985, 1989, 1990, 2007; Чекулаев и др., 2009). Границы блока условны и определяются по расположению мезоархейских (лопийских) зеленокаменных поясов (ЗП) по его периферии. Возраст тоналитов блока (в среднем течении р. Выг) составляет  $3210 \pm 12$  млн лет (Левченков и др., 1989; Lobach-Zhuchenko et al., 1993 и др.) и характеризует возраст фундамента мезоархейских ЗП. Однако существуют и более древние определения возраста коровых пород Водлозерского блока: 1) в ТТГ среднего течения р. Водлы – около 3500 млн лет (Сергеев и др., 1985, 1989); 2) в палеопротерозойских лавах коматиитовых базальтов в районе Синегорья (ЮВ оконечность кряжа Ветреный Пояс) –  $3822 \pm 48$  млн лет (Смолюкин, Шарков, 2009), которые могли быть захвачены из кварцитопесчаников подстилающих лавы; 3) в аренидах Маткалахтинской структуры в центре блока –  $3871 \pm 39 - 3837 \pm 42$  млн лет (Кожевников и др., 2006, 2010), что свидетельствует о длительной истории развития фундамента ОС (Онежская структура..., 2011 – доступна по ссылке <http://igkr.ru/assets/publication/onegskaya-structura.pdf>).

Архейские комплексы зеленокаменных поясов обрамления Водлозерского блока (на примере Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса) представлены двумя доминирующими ансамблями коматиит-базальтовой и известково-щелочной (адакитовой, высоко-Nb, баяитовой, толеитовой) серий, возраст которых оценивается в 3.05–2.94 и 2.90–2.84 млрд лет (Светов, 2005).

Палеопротерозойские (2.5–1.7 млрд лет) осадочные, вулканические и интрузивные образования, имеют доминирующее распространение в Онежской структуре.

Стратиформные породные ассоциации слагают сохранившиеся в разной степени 6 надгоризонтов (от древних к молодым): сумийский, сариолийский, ятулийский, людиковийский, калевийский и вепсийский. Возрастные границы надгоризонтов (см. табл. 1) и их геохронологических эквивалентов определяются региональной хроностратиграфической схемой (Общая стратиграфическая..., 2002).

**Таблица 1.** Расчленение нижнего протерозоя Карелии в общей стратиграфической шкале докембрия России

Возраст нижней границы (млн лет)	Типовые стратиграфические подразделения (надгоризонты) региональной стратиграфической шкалы нижнего протерозоя:	Местные подразделения:
1800	Вепсий	Шокшинская свита Петрозаводская свита
1920	Калевий	Ладожская серия
2100	Людиковий	Суйсарская свита Заонежская свита
2300	Ятулий	Туломозерская свита Медвежьегорская свита Янгозерская свита
2400	Сариолий	Селецкая свита Вермасская свита
2500	Сумий	Ожиярвинская свита Тунгудская свита Окуневская свита

Кратко суммируем основные данные по геохронологии людиковия Карелии. Для долеритов, секущих породы заонежского комплекса, получены датировки  $1919 \pm 18$  млн лет (SIMS,  $n=12$ , MSWD=0.18) (Priyatkina et al., 2014) и  $1956 \pm 5$  млн лет (SIMS;  $n=9$ ; MSWD=0.18) (Stepanova et al., 2014), для высокоуглеродистых осадочных пород заонежского разреза Re-Os возраст равен 2.05 млрд лет (Hannah et al., 2008), цирконометрия

вулканитов заонежского комплекса позволила получить датировки  $1982 \pm 4.5$  и  $1961.6 \pm 5.1$  млн лет (ID-TIMS) (Martin et al., 2015). Суйсарские комплексы имеют следующие датировки: Re-Os изохрона (по породе (перидотиты, габбро) и минеральным фракциям ильменита и ульвошпинели) дает значение  $1969 \pm 18$  млн лет; габброиды с привлечением данных по клинопироксену дают Sm-Nd изохрону  $1988 \pm 34$  млн лет (MSWD=1.84  $n=13$ ), Pb-Pb возраст по породе и монофракциям (клинопироксена и плагиоклаза) дают значение  $1985 \pm 57$  млн лет (MSWD=3.0;  $n=18$ ) (Puchtel et al., 1998; 1999).

В ходе данной экскурсии предоставляется возможность познакомиться с палеопротерозойскими породами ассоциациями людикийского и ятулийского комплексов Онежской структуры. Экскурсия проходит по трассе Р-21 «Кола» (М-18) и Р-15.

Важно отметить, что данный маршрут проходит по классическим для геологии России и Карелии местам, где в июне-июле 1856 года академик Григорий Петрович Гельмерсен – первый директор Геологического комитета России – совершал свое первое путешествие по Олонецкой губернии с целью посещения важнейших старых рудников и выявления перспектив их возможного использования, а также составления геогностической карты Олонецкого горного округа, центром которого являлся г. Петрозаводск.

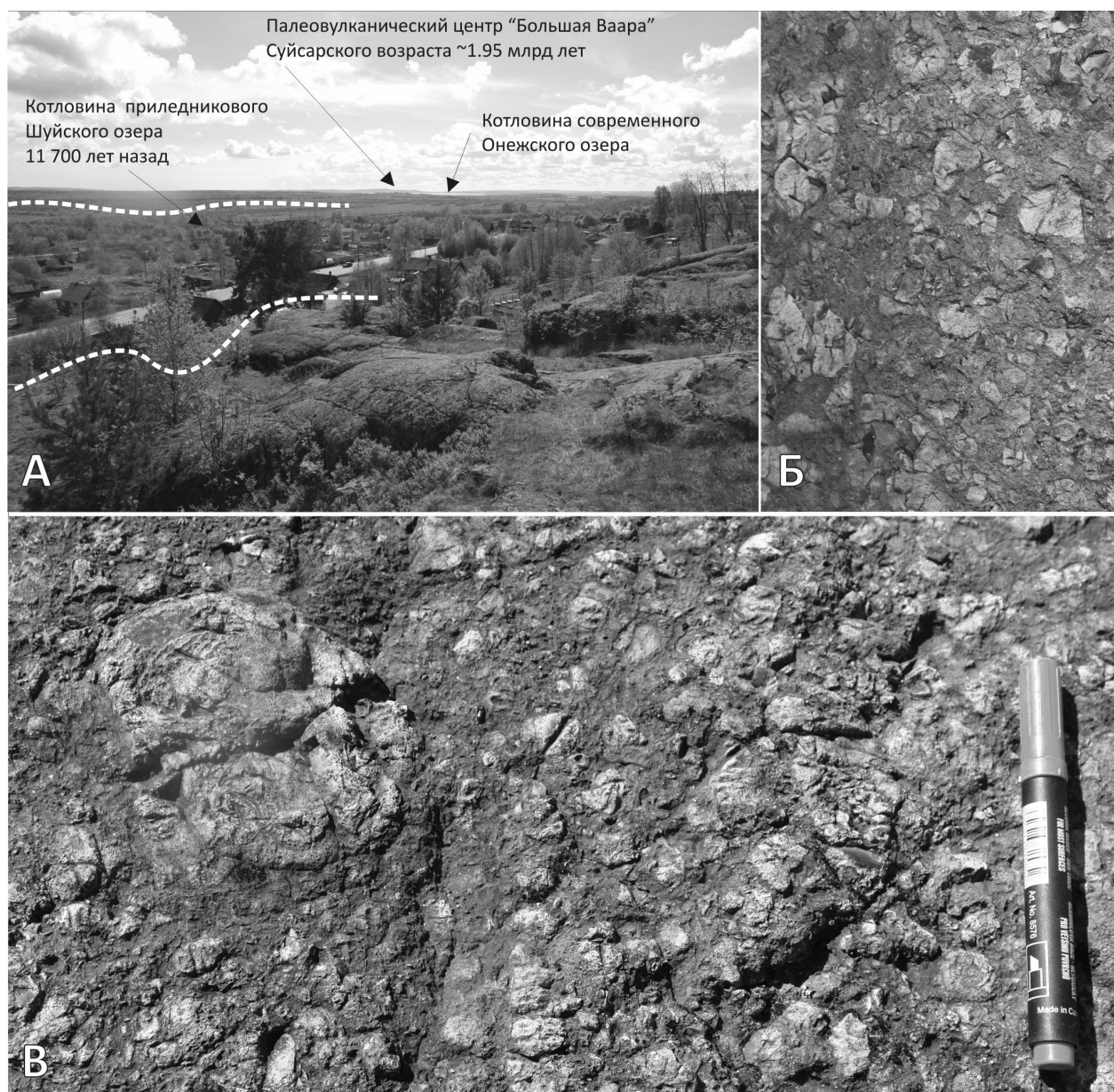
### Объект 1-2 (ст. Шуйская)

Возвышенность на станции Шуйская и наблюдаемая с нее гора Большая Ваара, находящаяся на противоположном берегу Петрозаводской губы Онежского озера, сложены агломератовыми туфами плагиоклазовых, пироксен-плагиоклазовых базальтов суйсарского вулканического комплекса с возрастом ~ 1.95 млрд лет. Эти породы также известны под названием «соломенские брекчии» и с начала XVIII века использовались в архитектуре, в частности в облицовке внутренних помещений Исаакиевского собора в Петербурге.

С возвышенности открывается вид на равнину (рис. 1), представляющую собой древнее дно Онежского озера (включающее котловину приледникового Шуйского озера) в период между 11 и 6 тыс лет назад, в это время береговая линия озера была выше современной на 35–44 м. Вдали видны контуры петрозаводской губы Онежского озера и часть Логмозера. После отступления ледника с территории Петрозаводской губы около 11 700 лет назад объединились два обширных приледниковых озера: Шуйское, располагавшееся в долине р.Шуя, и Онежское, занимавшее в то время южную часть современного Онежского озера, долину р.Водла и южное Прионежье. Уровень этого приледникового бассейна находился в районе г. Петрозаводска на современной абсолютной отметке 85 м (уровень Онежского озера в настоящее время 33 м). Таким образом, большая часть рассматриваемой территории находилась под его холодными водами. Важно отметить что дорога ведущая к 1 объекту проходила по абрадированной моренной гряде шириной около 450 м и длиной 2 км. Восточный склон гряды, обращенный в сторону древнего Онежского озера, усеян валунами, вымытыми из морены. Средний размер валунов около 40–50 см в диаметре, встречаются валуны до 1–1,5 м в поперечнике. Под почвенно-растительным слоем наблюдаются линзы перемытого песка, мощностью до 10–15 см. Ниже залегает песчаная, довольно рыхлая серовато-желтая морена мощностью около 60 см. Ниже – горизонт очень плотной супесчаной морены серого цвета. В восточном направлении шtrand переходит в заболоченную озерно-ледниковую равнину, сложенную ленточными глинами. Бровка шtrandа находится на абс. отметке 44 м, тыловой шов (урез воды) – 35 м. Судя по абсолютным отметкам, формирование шtrandа происходило примерно с середины атлантического до начала субатлантического времени голоцена (6,5–2,7 тыс. лет назад). При общей тенденции к понижению уровень Онежского озера значительно колебался – атлантическая регрессия водоема сменялась кратковременной трансгрессией в суббореале. Формирование ледниковых отложений во многом обусловило современный рельеф территории и дискретную обнаженность докембрийских комплексов.

Агломератовые туфы, формирующие возвышенность на ст. Шуйская (**объект 1**), представлены плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклазовыми базальтами, содержащими большое количество обломков с равными, остроугольными формами и реже окатанными обломками сцементированными мелкодробленым материалом того же состава (Табл. 1). Мощность толщи туфового материала на данном участке составляет около 30 м. Вкрапленники в них представлены клинопироксеном (размер до 2 мм по удлинению) со слабо выраженной зональностью и веерообразными структурами погасания. Вторая разновидность вкрапленников представлена псевдоморфно замещенными (пластинчатыми зернами серпентина) крупными ромбовидными кристаллами, возможно оливином. Основная масса породы сложена мелкими лейстовидными зернами клинопироксена и располагающимся между ними вулканическим стеклом.

Продолжение осмотра суйсарского комплекса в дорожных выемках на стыковке дорог Р-21 «Кола» и Р-15 (поворот на п. Гирвас). На данном участке (**объект 2**) пирокластический ансамбль сформирован чередованием мелкозернистых туфов с горизонтами агломератов и крупных бомбовых туфов (рис.2).



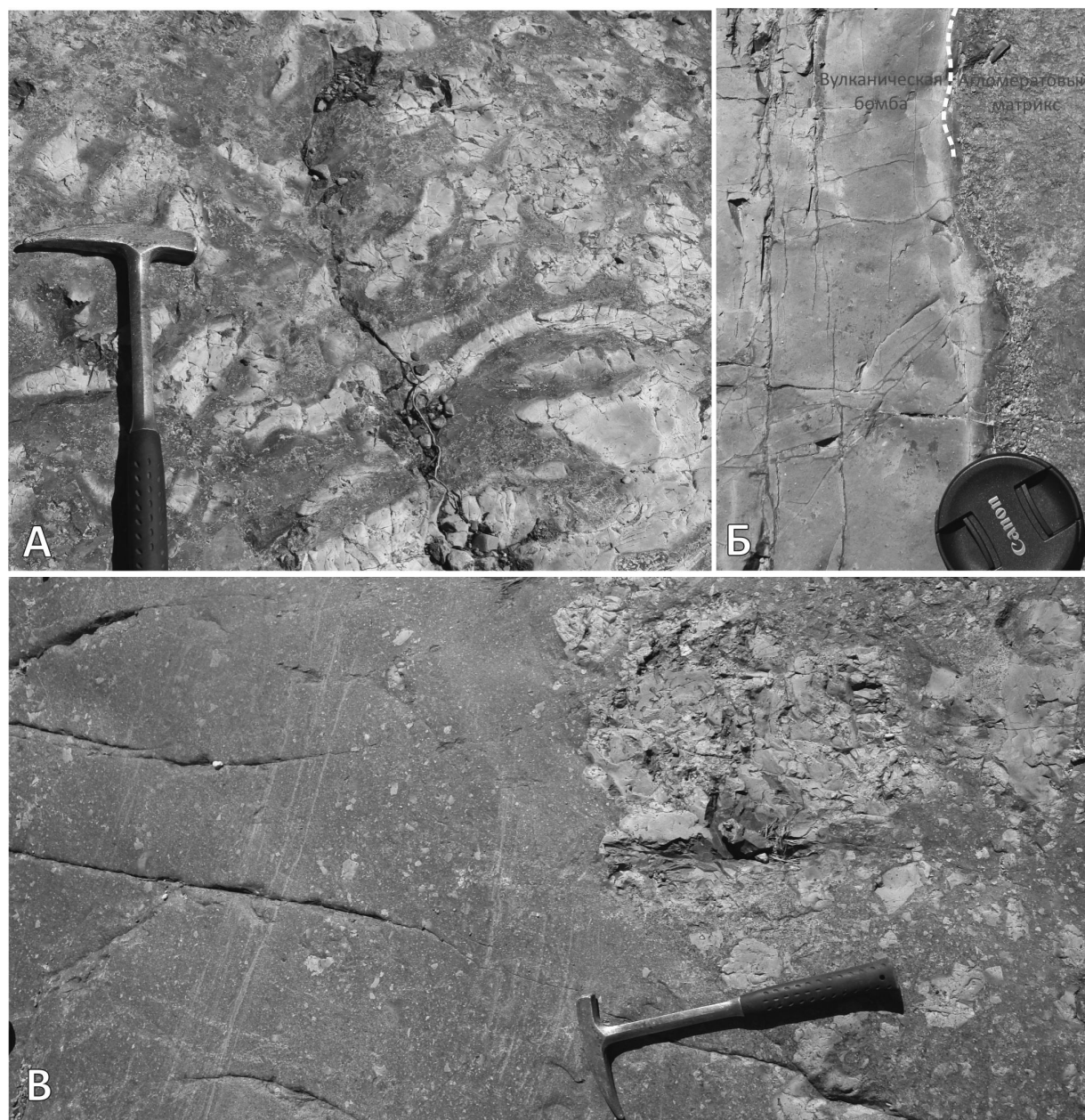
**Рис. 1.** Вид с вершины холма на ст. Шуйская (А) и породные литотипы вулканогенных пород суйсарского комплекса.  
 Б – агломеративные туфы, В – единичные бомбы в агломеративных туфах

В дорожных выемках представлены выходы агломератовой толщи, содержащей прослойки туфого материала разной размерности. На данном участке широко развиты бомбовые туфы (размер бомб от 10–15 см до 150 см по длинной оси) часто «расплюснутые», имеющие облик лепешек. Бомбы имеют или тонкие зоны закаливания или наоборот, мощные (до 3 см), отражающие существующую смену условий извержения и разницу между температурами матрикса и вулканического взрывного бомбового материала. В отдельных бомбах встречаются внутренние полости, содержание раскристаллизованный кварц-карбонатный материал.

Вулканические бомбы характеризуются высокой степенью сохранности и сформированы тонкозернистым клинопироксен-порфировым базальтом с небольшим количеством мелких идиоморфных зерен клинопироксена и единичными крупными зернами замещенного оливина в тонкозернистом субстрате с реликтами вулканического стекла. Матрикс бомбовых и агломератовых туфов выполнен туфобрекчией, которая представляет собой «слипшиеся» обломки неправильной формы, сложенные преимущественно тонкозернистыми пироксен-порфировыми стекловатыми базальтами. Обломки имеют зональное строение, при этом краевые их части всегда более светлые (более измененные) чем центральные. В некоторых случаях центральные части «обломков» сложены зернистыми халцедоном и альбитом, в большинстве случаев – стекловатым мелкопор-



фировым мафическим материалом. Объем вещества «цементирующего» обломки невелик, по морфологическим особенностям и составу цемент делится на 2 группы: 1) существенно хлоритовый, порой скрытокристаллический; 2) лейкократовый зернистый, сложенный халцедоном, альбитом, реже карбонатом. Агломератовые туфы по трещинным зонам интенсивно проработаны, в отдельных пустотах и на дислокационных поверхностях формируются карбонатные пленки, реже крупные до 0,2 на 1 м карбонатные гнезда.



**Рис. 2.** Породные литотипы агломератовой толщи суйсарского комплекса (дорожная выработка, поворот на п. Гирвас).

А – линзообразные, сплюснутые бомбы в агломератовом цементе; Б – зона закалки у крупной вулканической бомбы; В – характер локальной стратификации пирокластической толщи (смена слоев тонких, агломератовых и бомбовых туфов)

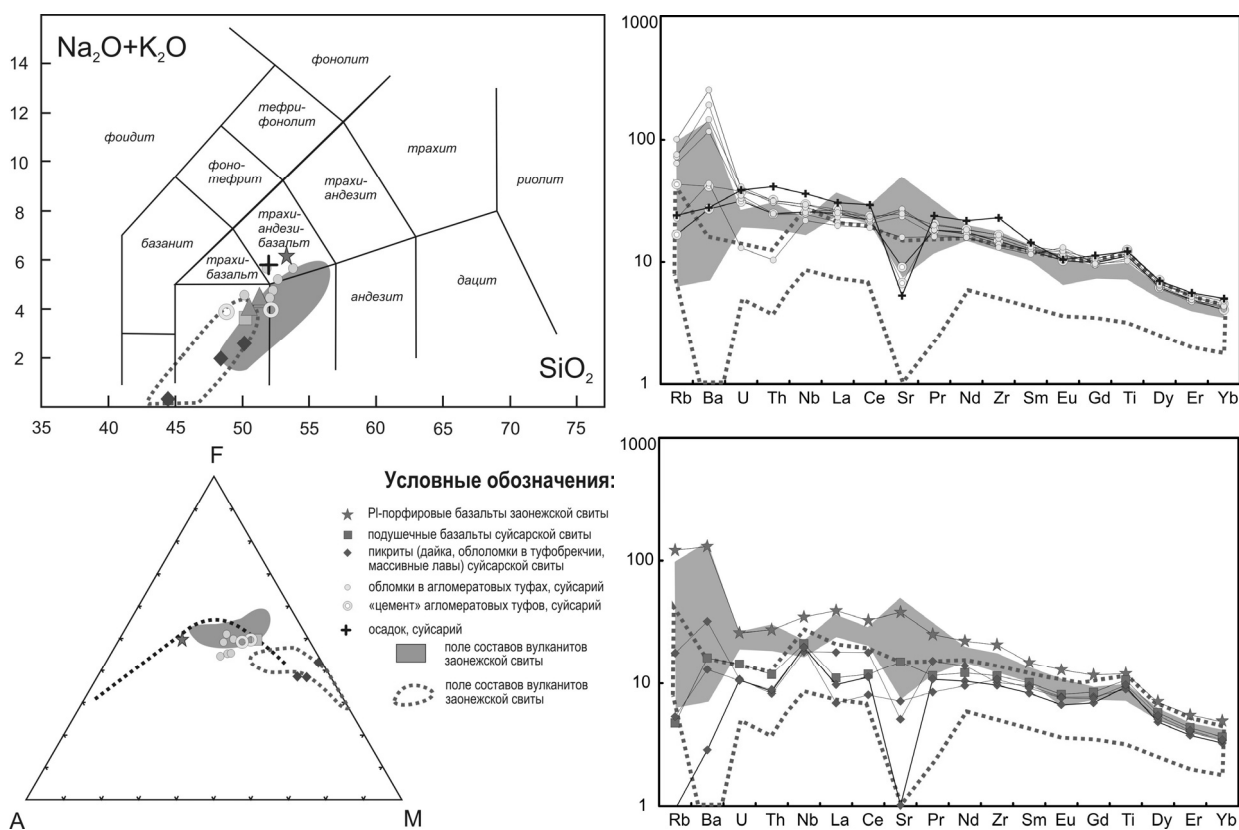
По химическому составу обломки и матрикс очень близки и варьируют от базальтов нормальной щелочности до трахиандезибазальтов, при этом содержание  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  в цементе несколько ниже, чем в обломках (рис. 3). Эти умеренно-магнезиальные базиты с содержанием  $\text{MgO}=5.7\text{--}7.2$  вес.% характеризуются умеренными содержаниями  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$  (10.7–12.3 вес.%) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (13.3–14.8 вес.%) и довольно высокими содержаниями  $\text{TiO}_2$  (1.48–1.92). Характерная особенность и обломков, и цемента – обогащение LIL-элементами, прежде всего, Ва, содержание которого в обломках достигает 1500 ppm (табл. 1, рис. 3).

Агломератовые туфы суйсария характеризуются обогащением высокозарядными элементами, прежде всего, Nb и Ti, что проявлено в формировании положительных аномалий на мультиэлементных диаграммах (рис. 3) и отражает, с одной стороны, отсутствие контаминации кислым коровым веществом, а с другой стороны, свидетельствует об обогащенной плюмовой природе мантийного источника расплавов.

### Объект 3 (д. Шуйская Чупа)

На участке Шуйская Чупа (берег оз. Кончезеро) обнажаются подстилающие суйсарскую свиту образования, представленные верхней пачкой заонежской свиты, где наблюдается переслаивание нескольких лавовых потоков мощностью до 10 м андезибазальтов, трахиандезибазальтов, реже базальтов с туфогенно-осадочными породами, в которых встречаются линзы углеродсодержащих пород.

Своеобразным маркером этой пачки является покров мощностью около 10 м плагиофировых трахиандезибазальтов, который обнажается на СЗ окраины дер. Шуйская Чупа приблизительно в 100 м от берега оз. Кончезеро. Примечательной его особенностью является наличие порфировых вкрапленников плагиоклаза, составляющих до 30–40% объема породы. Вкрапленники пластинчатой формы достигают размеров 2–3 см при толщине до 0,5 см. Плагиоклаз крупных вкрапленников полностью замещен хлоритом или пелитизирован, в породе присутствуют также вкрапленники клинопироксена. Основная масса породы сложена амфиболизированным клинопироксеном, альбитизированным плагиоклазом и продуктами изменения вулканического стекла. В породах присутствует довольно значительное количество (до 5%) поздних сульфидов. В кровельной части лавового потока наблюдаются миндалекаменные и подушечные текстуры, а также краснокаменные изменения. Химический состав приведен в табл. 1, 2. По химическому составу Pl-порфировые породы отвечают трахиандезибазальтам (рис. 3). Эти низкомagneзиальные породы ( $MgO=3.04$  вес.%) характеризуются высоким содержанием  $Al_2O_3$  (17.5 вес.%). Характерная особенность этих базальтов – обогащение LIL-элементами, слабое обогащение высоkozарядными элементами и дифференцированный характер распределения REE (рис. 3).



**Рис. 3.** Обобщенная геохимическая характеристика пород суйсарской и заонежской свит.

Мультиэлементные диаграммы нормированы на состав примитивной мантии (Wenderpohl, Hartman, 1994).

На участке Шуйская Чупа выше описанного покрова в переслаивании с туфогенно-осадочными породами установлено еще 3 лавовых покрова заонежской свиты.

**Таблица 1.** Химический состав породных литотипов заонежского и суйсарского комплексов Центральной Карелии

Проба	SV-02	SV-03	SV-03a	SV-04	SV-05	SV-06	SV-07	SV-08	SV-09	SV-10	SV-11	SV-12	SV-13	SV-14
Свита	Su	Su	Su	Su	Su	Su	Su	Zn	Su	Zn	Zn	Su	Su	Su
Объект	1	1	1	1	1	2	2	3	3	4	4	4	4	6
Порода	АФ	БТ	БТ	БТ	МБ	ТМБ	АФ	ППБ	Д	ЦПЛ	ТТ	АФ	МЛ	АФ
SiO <sub>2</sub>	48.60	51.54	51.10	52.76	49.94	45.92	50.50	52.22	41.82	48.88	49.66	47.44	45.90	51.60
TiO <sub>2</sub>	1.86	1.68	1.64	1.65	1.59	1.72	1.73	1.59	1.45	1.60	1.59	1.48	1.39	1.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.79	13.59	13.62	13.35	13.78	15.12	14.08	17.56	10.07	11.55	15.99	10.58	10.38	14.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.32	11.07	11.91	10.70	11.76	13.02	11.74	9.86	14.47	13.63	13.24	11.74	12.17	11.33
MnO	0.20	0.21	0.22	0.18	0.18	0.15	0.16	0.12	0.20	0.19	0.14	0.16	0.17	0.19
MgO	6.71	5.70	5.76	6.37	7.12	8.21	7.19	2.98	17.33	8.93	6.18	14.74	16.11	7.12
CaO	7.61	9.78	9.14	7.22	7.36	5.95	6.25	7.22	8.18	8.70	2.90	5.73	6.62	6.62
Na <sub>2</sub> O	2.11	2.47	2.27	2.67	3.35	2.58	3.80	2.92	0.29	3.42	4.92	2.24	1.29	4.41
K <sub>2</sub> O	2.33	2.24	2.12	2.90	0.47	1.08	1.73	3.12	0.01	0.13	0.64	0.21	0.58	0.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.26	0.35	0.26	0.22	0.22	0.25	0.33	0.21	0.23	0.27	0.22	0.20	0.25
H <sub>2</sub> O	0.28	0.18	0.36	0.51	0.78	0.94	0.33	0.23	0.56	0.35	0.86	0.80	0.51	0.21
LOI	3.37	1.89	2.02	2.09	3.79	5.50	2.91	2.40	6.17	3.14	4.38	5.39	5.80	2.69
Сумма	100.51	100.61	100.51	100.66	100.33	100.42	100.67	100.55	100.76	100.76	100.77	100.73	101.12	100.85
Li	31.59	13.04	7.79	19.06	23.15	29.68	24.29	12.26	50.71	19.74	20.99	29.62	30.18	17.82
Be	0.92	0.67	0.95	1.07	0.70	0.84	0.89	1.53	0.69	<PO	1.40	0.52	0.52	0.97
Sc	27.3	25.9	26.4	25.9	27.0	27.2	28.0	18.2	24.0	30.8	23.5	26.9	23.8	27.3
V	293	268	282	285	278	291	296	234	268	285	250	261	244	272
Cr	219	284	214	193	268	173	163	51	1465	279	213	1037	1077	229
Co	42.4	37.0	35.4	36.3	40.6	49.5	41.0	33.4	83.8	48.5	43.6	61.9	66.5	41.0
Ni	159	147	109	128	135	138	119	83.1	1127	130	166	605	800	87.7
Cu	130	111	178	196	142	62.6	95.8	177	65.6	78.4	76.4	90.6	73.3	64.0
Zn	97.1	77.5	88.5	78.0	126	146	96.9	117	126	99.6	131	104	94.7	118
Ga	20.5	16.2	16.6	19.0	16.4	20.1	19.1	24.4	11.1	10.8	20.88	8.20	8.97	11.2
Rb	48.6	38.7	34.4	54.0	8.94	22.9	40.6	64.8	0.506	2.54	12.8	2.86	9.50	12.1
Sr	507	423	473	491	165	122	448	695	18.5	273	96.3	130	92.6	288
Y	20.2	18.6	19.0	19.2	18.6	21.1	20.3	21.7	14.1	16.5	21.1	15.5	14.3	20.4
Zr	153	133	135	151	143	160	161	201	93.5	112	221	104	98.3	127
Nb	17.9	15.1	15.6	17.2	15.7	18.1	18.1	21.5	12.2	13.1	22.1	12.2	11.3	13.4
Ba	1190	1157	705	1527	163	251	882	785	17.3	97.7	166	78.5	194	264
La	15.0	12.9	16.4	14.2	15.2	16.5	15.5	24.1	5.97	6.79	18.51	4.23	11.1	12.1
Ce	36.0	32.9	34.7	35.7	34.6	37.7	37.5	52.5	18.0	19.0	46.3	12.9	28.7	30.4
Pr	4.54	4.02	4.38	4.40	4.40	4.91	4.82	6.09	2.61	2.80	5.71	2.05	3.69	3.88
Nd	21.1	18.8	20.2	20.0	20.8	21.9	21.7	26.4	12.4	14.5	25.6	11.3	16.6	18.8
Sm	5.14	4.58	4.80	4.91	4.76	5.14	5.14	5.73	3.20	3.90	5.51	3.52	3.67	4.45
Eu	1.86	1.78	1.63	1.67	1.49	1.62	1.79	1.88	0.97	1.18	1.51	1.11	1.12	1.91
Gd	5.35	4.83	5.02	5.17	5.08	5.36	5.41	5.98	3.54	4.33	5.75	3.84	3.95	4.95
Tb	0.74	0.72	0.74	0.73	0.74	0.80	0.77	0.82	0.54	0.64	0.82	0.61	0.59	0.71
Dy	4.20	3.88	3.94	4.08	3.97	4.44	4.27	4.45	3.08	3.67	4.44	3.47	3.25	4.18
Ho	0.781	0.735	0.764	0.733	0.760	0.811	0.793	0.842	0.585	0.688	0.836	0.631	0.591	0.824
Er	2.13	1.97	2.05	2.05	2.02	2.19	2.17	2.29	1.57	1.81	2.32	1.72	1.67	2.28
Tm	0.276	0.257	0.264	0.274	0.264	0.283	0.278	0.287	0.209	0.239	0.292	0.218	0.209	0.310
Yb	1.83	1.71	1.74	1.78	1.69	1.88	1.81	2.01	1.35	1.51	2.07	1.43	1.41	1.98
Lu	0.252	0.237	0.241	0.251	0.236	0.249	0.256	0.287	0.190	0.206	0.285	0.202	0.199	0.273
Hf	3.83	3.34	3.47	3.74	3.41	3.99	3.98	4.68	2.46	2.92	5.22	2.67	2.59	3.37
Ta	1.21	0.974	0.969	1.01	0.946	1.10	1.03	1.11	0.773	0.798	1.20	0.730	0.722	0.78
Pb	3.74	3.17	7.03	3.27	3.16	3.65	3.09	4.13	1.82	2.31	5.53	1.56	1.66	2.07
Th	2.51	1.97	2.01	2.47	2.00	2.59	2.55	2.23	0.698	0.959	3.33	0.720	0.669	0.840
U	0.790	0.664	0.705	0.797	0.635	0.765	0.832	0.526	0.216	0.292	0.776	0.213	0.219	0.264

*Примечание:* Свиты – Su – суйсарская свита, Zn – заонежская свита. ППБ – Плагипорфировые андезибазальты (Zn), ЦПЛ – центр подушки в лавовом потоке, ТТ – тонкие туфы, туффиты, МБ – матрикс лавобрекчий, ТМБ – тонкозернистый матрикс туфобрекчий, АФ – крупный обломок в агломератовом туфе, БТ – крупная бомба в туфовом материале, Д – центральная часть дайки, МЛ – массивные лавы.

Опорный разрез вышележащей суйсарской свиты мощностью 389 м района Кончезера-Укшезера (Кончезерская вулканическая зона) установлен по керну скв. 5, пробуренной Карельской ГЭ в 420 м к ЮВ от оз. Ангозеро. В этом разрезе В.С. Куликовым, Б.С. Лавровым (1999) выделены 5 пачек вулканогенных пород, различающихся по химическому составу (снизу вверх): первая – базальтовая (< 9% MgO), вторая – мелабазальтовая (9–14% MgO) – пикробазальтовая (14–24% MgO), третья – базальтовая (с единичными потоками андезибазальтов и трахиандезибазальтов), четвертая – мелабазальт-пикробазальтовая, пятая – мелабазальтовая.

### Объект 4-5 (д. Царевичи)

Участникам экскурсии представляется возможность ознакомиться с породами, слагающими первую (дер. Шуйская Чупа) и вторую (дер. Царевичи) пачки (рис.4).

На первом участке у юго-западной обочины автодороги Петрозаводск-Гирвас залегает т.н. переходная пачка туфогенно-осадочных образований, в которой встречен горизонт (0,5–1,5 м) со слоями (2–3) грубообломочных пород (конгломераты, гравелиты). Обломочный материал в них представлен в основном вулканитами и осадками заонежской свиты (плагинобазальты, андезитобазальты, шунгиты и др.) Данный горизонт В.С.Куликовым принимается за базальный слой суйсарской свиты. Аналогичные по составу псефиты установлены в основании суйсарской свиты в опорной скважине № 5, а также на других участках развития первой пачки свиты (п. Соломенное, аэродром «Пески», оз. Карельское, оз. Сургубское, дер. Тернаволок, о. Суйсарь и др.).

**Рис. 4.** Схема геологического строения района озер Кончезеро – Укшезеро (по В.С. Куликову, Б.С. Лаврову (Путеводитель геологических..., 2000; Куликов и др., 1999).

Карельский комплекс (палеопротерозой). Калевийский надгоризонт. Падосская свита: 1 – вторая пачка – ритмичное чередование аркозовых и полевошпат-кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов; в основании пачки – кварцевые песчаники; 2 – первая пачка – ритмичное чередование слоев алевролитов и аргиллитов с единичными прослоями кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников; в основании пачки – мелкогалечные конгломераты и грубозернистые кварцевые песчаники с кремнисто-гематитовыми линзовидными прослоями, залегающими на коре выветривания. Людиковский надгоризонт. 3 – субвулканические образования суйсарского пикрит-базальтового комплекса (а – меладолериты, габбро-долериты; б – перидотиты, пикриты). Суйсарская свита: 4 – пятая пачка – переслаивание лавовых потоков массивных авгитовых мелабазальтов, лавобрекчий, частью миндалекаменных, туфов и единичных потоков базальтов; 5 – четвертая пачка – переслаивание лавовых потоков массивных, частью миндалекаменных пикробазальтов, их лаво- и туфобрекчий с редкими потоками мелабазальтов, их лавобрекчий и прослоями туфов пикро- и мелабазальтов; 6 – третья пачка – переслаивание лавовых потоков базальтов плагиаугитовых массивных, частью миндалекаменных, их лавобрекчий с единичными потоками плагиаугитовых андези- и трахибазальтов; 7 – вторая пачка – переслаивание туфов и туффитов базальтовых и пикробазальтовых с лавами (редкие потоки) пикробазальтов; 8 – первая пачка – переслаивание базальтовых туффитов, туфов с единичными потоками базальтов; в основании пачки – туфоконгломераты, мелкогалечные конгломераты, гравелиты; 9 – субвулканические силловые образования заонежского комплекса (габбро-долериты, долериты). Заонежская свита: 10 – переслаивание туфов и туффитов натровых трахиандезитобазальтов, трахиандезитобазальтов, трахибазальтов и базальтов; туфопесчаников и туфоалевролитов, граувакковых вулканомиктовых песчаников и алевролитов, шунгитовых пород; 11 – лавы андезитобазальтов и трахиандезитобазальтов массивных, частью миндалекаменных; 12 – лавы базальтов массивных, частью миндалекаменных и вариолитовых; 13 – лавы серийно-порфировых андезитобазальтов. Ятулийский надгоризонт. Туломозерская свита: 14 – доломиты, известняки, песчаники; 15 – геологические границы пачек наблюдаемые и предполагаемые; 16 – залегание слоистости и напластование лавовых потоков; 17 – разрывные нарушения установленные; 18 – опорные буровые скважины и их номера; 19 – основные автодороги.

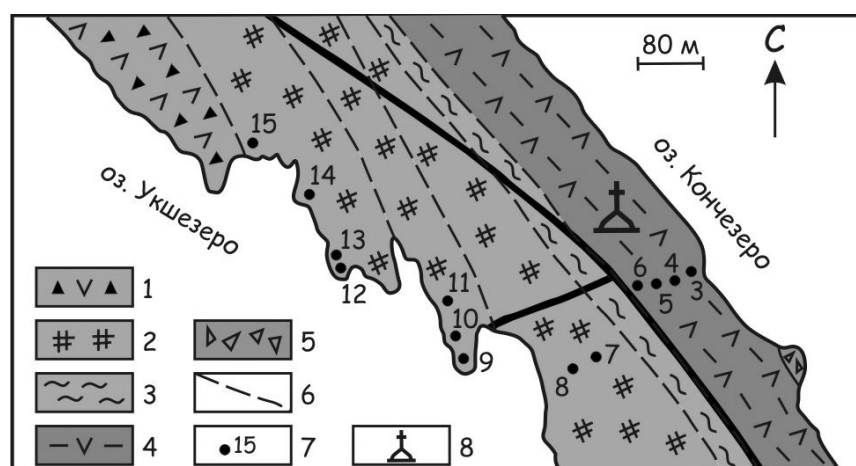
Разрез первой пачки суйсарской свиты характеризуется фациальной изменчивостью по площади. На участке Шуйская Чупа данная пачка представлена туффитами основного состава (0,5–15 м) и туфами (брекчиями) афировых базальтов (более 20 м), которые можно наблюдать выше базальных конгломератов суйсарской свиты по склону гряды, тянущейся на СЗ вдоль автодороги Петрозаводск – Гирвас. Падение пород на ЮЗ под углами 45–80°.

Вторая пачка суйсарской свиты наиболее полно представлена на участке Царевичи, где ее мощность составляет более 100 м, и она слагает практически весь перешеек между озерами Кончезеро и Укшезеро. Низы пачки представлены тремя потоками авгитовых мелабазальтов (9–13% MgO), переслаивающихся с аналогичными туфами, которые обнажаются на Кончезерской стороне перешейка.

**Объект 4 (д. Царевичи, берег оз. Кончезеро).** На остановке перед д. Царевичи обнажаются агломератовые туфы в контакте с подушечными лавами базальтов с небольшими (до 1 м) горизонтами (линзами) туфов-туффигов (рис. 5, табл. 2). Вулканогенно-осадочные породы формируют тонкую слоистую серию мощностью до 1 м с четко выраженной градационной слоистостью. Породы сформированы мелкими угловатыми, неокатанными зернами кварца плагиоклаза и клинопироксена. В меланократовых прослоях резко увеличивается количество цемента.

Агломераты секутся дайкой пикритового состава мощностью около 0,8 м. Породы дайки представлены меланократовыми оливин-клинопироксен порфиоровыми базитами. В породе сохранились крупные реликтовые зерна оливина, замещенные тонкозернистым агрегатом (хлоритом), клинопироксен вкрапленников отлично сохранился. В тонкозернистой основной массе преобладают мелкие лейсты клинопироксена, мелкие псевдоморфозы оливина сцементированные вулканическим стеклом.

**Объект 5 (д. Царевичи, берег оз. Укшезеро).** Укшезерская сторона перешейка образована несколькими слоями туфов, пикробазальтов и маломощными (до 3–5 м) потоками массивных пикробазальтов. Породы падают на ЮЗ под углами 40–60°.



**Рис. 5.** Схема геологического строения участка д. Царевичи (2 пачка суйсарской свиты).

Условные обозначения: 1 – плагиопироксеновые базальты и их брекчии; 2 – пикробазальты и их брекчии; 3 – туффигов; 4 – мелабазальты и их брекчии; 5 – туфы базальтов; 6 – геологические границы; 7 – номера проб (табл.1); 8 – часовня.

**Таблица 2.** Химический состав породных литотипов суйсарского комплекса района д. Шуйская Чупа – д. Царевичи (положение проб показано на рис. 5)

Проба	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	53.18	53.60	48.56	51.90	47.18	48.10	45.65	44.39	50.16	44.26	41.31	46.97	46.82	46.04	52.04
TiO <sub>2</sub>	1.70	1.50	1.73	1.70	1.96	1.90	2.05	1.41	1.60	1.45	1.46	1.43	1.01	1.11	1.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.76	16.13	12.78	11.38	12.67	12.41	8.76	9.12	10.39	10.60	10.12	8.58	7.63	6.01	13.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.30	1.90	1.68	2.52	1.22	1.63	3.05	2.38	1.79	1.97	2.36	1.97	2.53	2.05	2.00
FeO	5.75	7.90	8.47	7.62	10.42	9.91	8.86	9.41	8.01	10.06	9.97	9.40	9.19	9.62	9.48
MnO	0.120	0.114	0.175	0.188	0.174	0.175	0.178	0.158	0.124	0.169	0.184	0.157	0.163	0.188	0.114
MgO	3.20	3.51	10.19	8.84	9.99	9.74	16.46	16.29	13.48	16.38	19.93	18.26	19.27	20.61	10.36
CaO	7.14	6.93	7.65	8.09	8.52	8.45	7.45	8.78	5.86	6.93	6.39	6.25	5.77	7.65	1.52
Na <sub>2</sub> O	3.14	3.56	1.94	4.19	2.33	2.67	0.85	1.00	2.36	1.09	0.43	0.33	0.06	0.08	0.04
K <sub>2</sub> O	2.74	2.14	1.83	0.06	0.91	0.84	0.47	0.03	0.34	0.35	0.01	0.05	0.01	0.016	3.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.29	0.26	0.21	0.27	0.24	0.28	0.22	0.19	0.18	0.19	0.19	0.18	0.17	0.26
H <sub>2</sub> O	0.34	0.18	0.39	0.60	0.17	0.22	1.17	0.77	0.58	0.50	0.66	0.72	0.50	0.50	0.35
LOI	2.35	2.20	4.13	2.40	3.78	3.58	5.67	6.82	4.73	6.04	7.34	6.30	6.74	5.87	6.04
Сумма	100.04	99.95	99.78	99.69	99.59	99.86	100.89	100.70	99.64	99.97	100.35	100.60	99.87	99.91	99.88

Примечание. Дер. Шуйская Чупа: 1–2 – плагиоклазовые порфиоровые трахиандезитобазальты; Дер.Царевичи: 3–6 – мелабазальты, 7,12, 14 – пикробазальты; 13– пелитовый туф пикробазальтов; 15– пелитовый туф мелабазальтов.

Пикробазальты характеризуются порфировой структурой с вкрапленниками авгита и оливина, замещенного вторичными минералами, основная масса – афанитовая, сложенная девитрифицированным стеклом с мелкими микролитами клинопироксена, замещенного амфиболом. Эти лавы содержат до 16–19% MgO (табл. 1, 2). По химическому составу породы лав и туфов близки (табл. 1, 2) сходный состав имеет и дайка

пикритов, секущая агломератовые туфы (объект 5). Как и другие высокомагнезиальные породы суйсария (лавы Ангозера, породы Кончезерского перидотит-габбрового силла), пикриты характеризуются высокими содержаниями MgO, низкой щелочностью, и высокими содержаниями TiO<sub>2</sub> (табл. 1, 2, рис. 3). Для них характерна деплетированность LIL-элементов (в большинстве случаев), обогащение высокозарядными элементами и дифференцированный характер распределения REE (рис. 3) Взаимоотношения лав и туфов наблюдаются у уреза воды на берегу Укшезера.

#### Объект 6 (гора «Сампо»)

Гора «Сампо» свое название обрела благодаря съемкам в этих местах в 1960-е годы фильма по мотивам карело-финского эпоса «Калевала», в котором «Сампо» – единственный в своем роде чудо-предмет в карело-финской мифологии, обладающий магической силой, являющийся источником счастья, благополучия и изобилия. Как правило, его представляют в виде мельницы. С горы открывается великолепная панорама лесов и системы островов оз. Кончезера, протянувшегося на 30 км.

Мафиты третьей пачки суйсарской свиты залегают вдоль дороги Петрозаводск-Гирвас на участке Косалма (севернее окраины деревни) и горе Сампо, где они представлены чередующейся серией лавовых потоков, агломератовых туфов с маломощными прослоями осадочного материала. Породы обломков в агломератовых туфах представлены клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами, в которых вкрапленники выполнены клинопироксеном и плагиоклазом, размером до 2 мм по удлинению. Количественные соотношения вкрапленников клинопироксена и плагиоклаза примерно равны. Основная масса породы – стекловатая, девитрифицированная.

Четвертая и пятая пачки свиты обнажаются вдоль отворота дороги на оз. Ангозеро (4 км к северу от д. Косалмы), где они слагают ядро Укшезерской синклинали с субгоризонтальным залеганием пород.

#### Объект 7 (поворот на д. Кончезеро)

После переезда участники экскурсии прибывают в район поворота дороги на Кончезеро для ознакомления с породами Кончезерского перидотитового массива – интрузивного аналога суйсарских вулканических образований. Перидотитовое тело пластово-секущее, мощностью от первых десятков метров на выклинивании до 100–200 м в центральных частях массива. Для интрузии характерно наличие зон закалок в непосредственных контактах, эндоконтактовых пикритовых оторочек в кровле и подошве и асимметрия внутреннего строения.

Знакомство с разрезом Кончезерского массива проводится в зоне дробления и брекчирования вмещающих пород, где пластообразная форма тела сменяется секущей с весьма сложными контурами в плане (рис. 6). Химические составы пород по разрезу приведены в табл. 3.

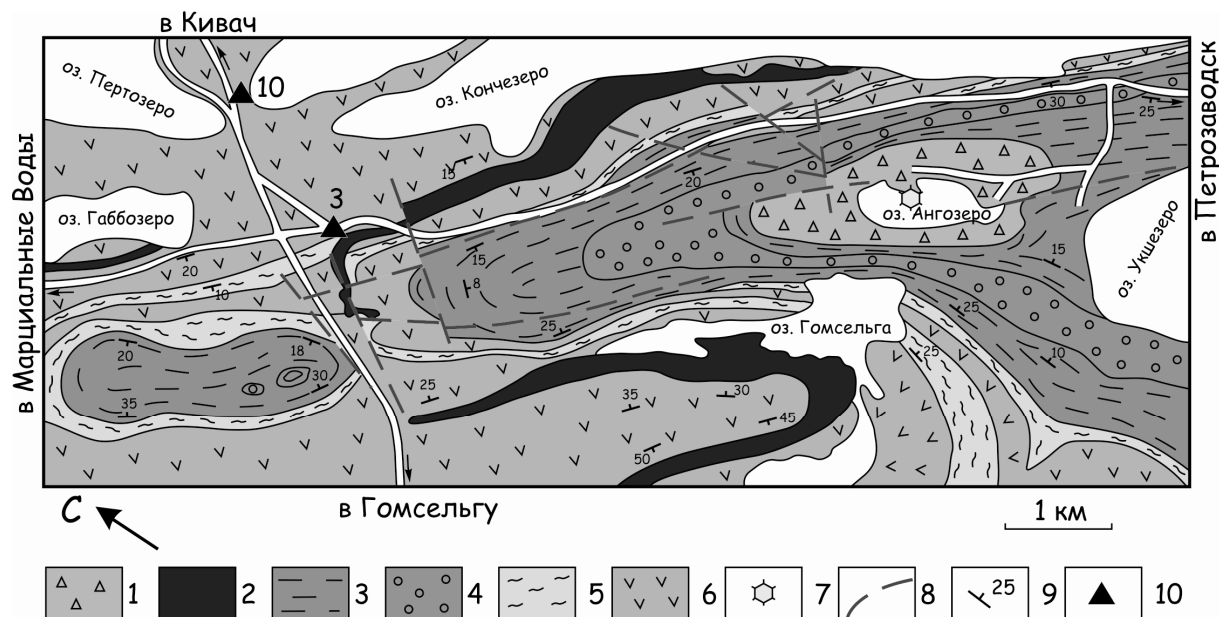


Рис. 6. Кончезерский перидотитовый силл по (Куликов и др., 1976).

Условные обозначения: 1 – пироксеновые мелабазальты; 2 – перидотиты и пикриты; 3 – мелабазальты и пикритовые базальты с прослоями туфов и туффитов; 4 – пироксен-оливиновые пикробазальты; 5 – туфы, туффиты, кремнисто-глинистые сланцы; 6 – базальты переслаивающиеся с горизонтами туфогенно-осадочных пород; 7 – предполагаемый нект Ангозерского маара; 8 – разломы; 9 – слоистость; 10 – реликты Кончезерского завода

В 60 м южнее дороги в расчистке, хорошо виден на протяжении до 20 м непосредственный контакт массива, почти под прямым углом пересекающий пологозалегающие туфогенно-осадочные породы. В плане линия контакта извилистая, плоскость имеет крутое падение. В строении эндоконтактовой зоны массива выделяется собственно зона закалки в непосредственном контакте и сменяющая ее зона пикритов. Зона закалки мощностью 4–6 см представлена метаморфизованным мелабазальтом с незначительным содержанием (10–12%) кристаллической фазы. Последняя представлена мелкими зональными и сдвойникованными изометричными и пластинчатыми кристаллами клинопироксена ряда авгита и пластинчатого плагиоклаза. Основная масса слабо раскристаллизована и представлена агрегатом мельчайших кристаллов плагиоклаза, клинопироксена и бурого хлорита. В зоне закалки отмечаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород размером от 1 мм до 1 см. Ороговикование ксенолитов выражено в появлении по их периферии мелких кристаллов клинопироксена.

**Таблица 3.** Химические составы пород Кончезерского перидотитового массива

Проба	9111	9112	9112/3	9112/1	9112/2
SiO <sub>2</sub>	43.9	44	43.9	50.3	49.3
TiO <sub>2</sub>	0.84	0.8	0.84	1.95	1.91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.82	4.79	4.68	14.1	14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14	13.8	14.3	9.71	10.1
MnO	0.18	0.18	0.19	0.2	0.2
MgO	29.6	29.5	29.3	8.98	8.4
CaO	6.35	6.64	6.42	11.2	12
Na <sub>2</sub> O	0.15	0.14	0.21	3.19	3.46
K <sub>2</sub> O	0.07	0.08	0.07	0.23	0.3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.05	0.05	0.15	0.18
H <sub>2</sub> O					
LOI	7.42	7.29	7.95	3.54	3.37
Сумма	100.69	100.75	100.80	99.37	100.71
Sc	21	22.3	22.4	30.3	32.5
V	150	144	162	327	316
Cr	2158	2142	2317	464	456
Co	125	120	128	43	43
Ni	1715	1660	1637	225	193
Rb	5.3	4.3	5.4	21.7	5.4
Sr	17	17	20	259	271
Y	9.12	9.31	9.14	21.7	21.5
Zr	49	49	50	117	120
Nb	5.22	5.26	5.53	13	13.3
Ba	8.1	2.1	10	83	87
La	4.37	4.51	4.68	10.8	11.2
Ce	10.3	10.5	11	27.2	27
Nd	6.64	6.92	7.13	17.9	17.7
Sm	1.71	1.84	1.87	4.58	4.54
Eu	0.542	0.611	0.587	1.5	1.52
Gd	1.85	1.93	2	4.74	4.7
Dy	1.65	1.73	1.76	4.18	4.04
Er	0.856	0.897	0.905	2.06	2
Yb	0.712	0.761	0.768	1.72	1.68
Au	1.31	1.31	1.33	2.83	2.9
Hg	0.32	0.343	0.361	0.737	0.749
Pb	0.776	0.751	0.796	1.97	2.04
Th	0.356	0.29	0.355	0.818	0.83
U	0.099	0.107	0.098	0.217	0.22

Примечание: заимствовано из работы (Puchtel et al., 1998).

Зона закалки постепенно переходит в метаморфизованную зону пикритов мощностью до 10–15 см. Этот переход сопровождается резким увеличением содержания вкрапленников пироксена, плагиоклаза и появлением хлоритовых, серпентин-хлоритовых и серпентиновых псевдоморфоз по вкрапленникам оливина. Содержание вкрапленников увеличивается от 5–12 до 25–30%, а первично-стекловатая масса постепенно переходит в мелко- и среднезернистую. Пикритовая зона насыщена ксенолитами вмещающих пород размером от мельчайших обломков до крупных глыб, ориентированных параллельно контакту. Изредка встречаются ксенолиты инородных пород (габброидов), принесенных магмой с более глубоких горизонтов. Ксенолиты по периферии слабо ороговикованы. В зоне пикритов встречаются многочисленные и более поздние прожилки мелабазальтов, рассекающие зону закалки и выходящие во вмещающие породы. Эндоконтактовые пикриты

за счет довольно быстрого увеличения содержания оливина (серпентинитовые псевдоморфозы) переходят в серпентиниты по верлитам. Внутреннее строение перидотитовой зоны неоднородно. Сразу же после пикритов следует 40–60-метровая кумулятивная зона, обогащенная крупными (4–5 мм) порфировыми корродированными зернами оливина, реже идиоморфного клинопироксена. По направлению к кровле массива содержание оливина и размер его зерен уменьшаются, типичны бластопойкилитовые структуры, где мелкие зерна оливина (14–16% Fa) пойкилитически включены в крупные кристаллы клинопироксена, появляется хлоритизированный плагиоклаз и биотит. Висячем боку силла появляется линза габброидов (табл. 5), а затем они сменяются метаморфизованными пикритами. Возраст пород Кончезерского силла (Sm-Nd, минеральная изохрона) составляет  $1975 \pm 24$  млн лет (Puchtel et al., 1998) и хорошо согласуется с геологическими данными (Куликов и др., 1999).

Подводя итог рассмотрению магматических образований заонежского и суйсарского надгоритзонтов, следует отметить, что все изученные к настоящему времени породы имеют ряд общих геохимических характеристик, в том числе, характер распределения высокозарядных и редкоземельных элементов. Особенности состава этих пород предполагают их генетическое сходство. Дифференцированный характер распределения редкоземельных элементов, обогащение высокозарядными элементами, присутствие в разрезе высокомагнетических вулканитов, вероятно, являются следствием формирования первичных расплавов в результате плавления глубинного обогащенного (плюмового) источника. Высокие концентрации LIL-элементов позволяют предполагать существенную коровую контаминацию первичных расплавов, однако, отсутствие отрицательной Nb в породах свидетельствует о низком вкладе (или об его отсутствии) архейского гранитного материала в генезис расплавов.

Далее участники экскурсии продолжают свой путь по автомагистрали Петрозаводск-Гирвас в направлении курорта Марциальные Воды, где знакомятся с Музеем Петра I и источниками минерализованных марциальных вод.

#### **Объект 8 (п. Марциальные воды)**

Марциальные воды — первый русский курорт, основанный 20 марта 1719 г. Минеральные источники Марциальных вод были открыты приписным крестьянином, рабочим Кончезерского медеплавильного завода Иваном Рябоевым в 1714 г. О своем открытии он сообщил директору Олонецких горных заводов Генину, а тот в свою очередь написал об этом Петру I. Петр I поручил придворному врачу лейб-медику Л.Л.Блюментросту произвести в 1717 г. изучение минеральных источников. Около источников были построены придворная церковь и деревянный дворец, для приезжающего сюда в 1719, 1720, 1722 и 1724 г.г. вместе со своей семьей Петра I.

Петр I. здесь, на курорте, в 1724 г. отредактировал Указ об учреждении Санкт-Петербургской Академии наук и художеств (ныне Российской Академии наук).

Минерализованные воды источников, содержащие большое количество активного двухвалентного железа, были названы «Марциальными» в честь Марса – бога войны и железа после их первого изучения.

По данным А.В. Иешинной, марциальные воды относятся к сульфатному типу и формируются в нижней гидрогеохимической подзоне. Минерализация их изменяется от 0,27 до 0,67 г/л, состав – от гидрокарбонатно-сульфатно-магниево-кальцево-железистого до сульфатно-гидрокарбонатно-магниево-железисто-кальцевого (табл. 4). Концентрация железа составляет 16–87 мг/л. Принадлежность вод к нижней гидрогеохимической подзоне подтверждается как повышенной минерализацией вод, так и составом растворенных газов, в которых отсутствует кислород. При общем газосодержании 60–80 мг/л (повышенном по сравнению с фоном) в них преобладает CO<sub>2</sub> (72–76 об. %) и азот (22–26 об. %). По содержанию активного железа и дебиту марциальные воды занимают одно из первых мест среди железистых вод в России. В лечебных целях эти воды могут применяться при заболеваниях крови, желудка, печени, почек и при болезнях обмена веществ. Кроме марциальных вод, здесь широко распространены лечебные грязи в оз. Габозере. Лечебная грязь обладает противовоспалительным, спазмолитическим, обезболивающим, рассасывающим действием и используется при лечении болезней периферической нервной системы, органов движения, хронических воспалительных заболеваний.

С 1964 г. на базе источников марциальных вод и габозерских грязей здесь функционирует бальнеологический санаторий «Марциальные Воды».

Марциальные источники связаны с выходом на поверхность грунтовых самоизливающихся трещинных вод, дренирующих толщу вулканогенно-осадочных пород (черные шунгитсодержащие сланцы, туфосланцы, туфы, базальты массивные и миндалекаменные, габбродолериты), разбитых зоной вертикально падающего разлома, проходящего от оз. Кончезера, вдоль котловины оз. Габозера и далее на северо-запад по юго-западному берегу оз. Мунозера.



**Таблица 4.** Химический состав минеральных вод курорта Марциальные воды

Компоненты и показатели	Единица измерений	Скв.1	Скв.2	Скв.3	Скв.4
HCO <sub>3</sub>	мг/л	96,3	122,6	108,6	134,2
SO <sub>4</sub>	то же	80,7	224,8	261,1	343,7
Cl	«	1,0	1,0	1,1	1,1
NO <sub>3</sub>	«	—	—	—	—
F	«	0,2	0,2	0,2	0,2
Na	«	3,0	4,5	4,5	5,5
K	«	2,3	4,6	5,0	5,7
Ca	«	24,0	39,0	34,0	49,0
Mg	«	14,6	44,4	37,7	45,6
Fe <sup>2+</sup>	«	16,0	31,0	56,0	76,9
Fe <sup>3+</sup>	«	Следы			
Mn	«	0,4	0,8	1,0	1,0
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	«	4,0	10,4	16,6	18,6
<b>Минерализация</b>	«	242,5	482	525,8	681,5
H <sub>2</sub> PO <sub>4</sub>	мкг/л	—	—	35	35
Al	то же	13	30	25	20
Cu	«	9	23	34	47
Zn	«	13	100	72	150
Co	«	2,5	3,7	4,8	10
Sr	«	43	46	72	100
Ni	«	6	46	72	15
Li	«	10	40	20	20
pH	«	6,6	6,4	6,3	6,3

Примечание. Ресурсы и геохимия подземных вод Карелии. Петрозаводск, 1987, 151 с.

#### Объект 9 (д. Юркостров)

В 500 м к северу от деревни Юркостров дорога Р-15 проходит по склону моренной гряды, на котором выделяется 3 абразионных и одна (нижняя) аккумулятивная террасы, сформировавшиеся в аллереде. Древний берег Онежского приледникового озера выражен в данном районе в виде террасированного моренного уступа, вытянутого в субмеридиональном направлении на 6–7 км. Абсолютные отметки бровки уступа наиболее высокой террасы колеблются от 90 до 110 м, тылового шва от 70 до 80 м. В аллереде глобальное потепление климата вызвало усиленное таяние ледника, формирование многочисленных озовых гряд и крупных приледниковых бассейнов на территории Карелии. Онежское приледниковое озеро во второй половине аллереда достигает максимальных размеров, превышающих современные на 20%. В северной части Онежского озера его уровень достигал современных абсолютных отметок 100–115 м. В этом же месте, рядом с трассой Р-15, находится крупная глыба сариолийских полимиктовых конгломератов (тиллитов), перенесенная поздневалдайским ледником на юго-восток на 10–12 км от коренных выходов этих пород. Длинная ось этой слабоокатанной глыбы достигает 6 м. Аналогичная глыба диаметром более 2 м привезена и установлена перед фасадом здания ИГ КарНЦ РАН в г.Петрозаводске.

#### Объект 10, 11, 12 (Гирвас)

Одну из примечательных геологических особенностей территории Карелии составляют многочисленные фрагменты чехла древней ятулийской платформы, в которых до половины объема приходится на лавы, геологически, петрографически и геохимически близкие фанерозойским континентальным плато-базальтам – траппам.

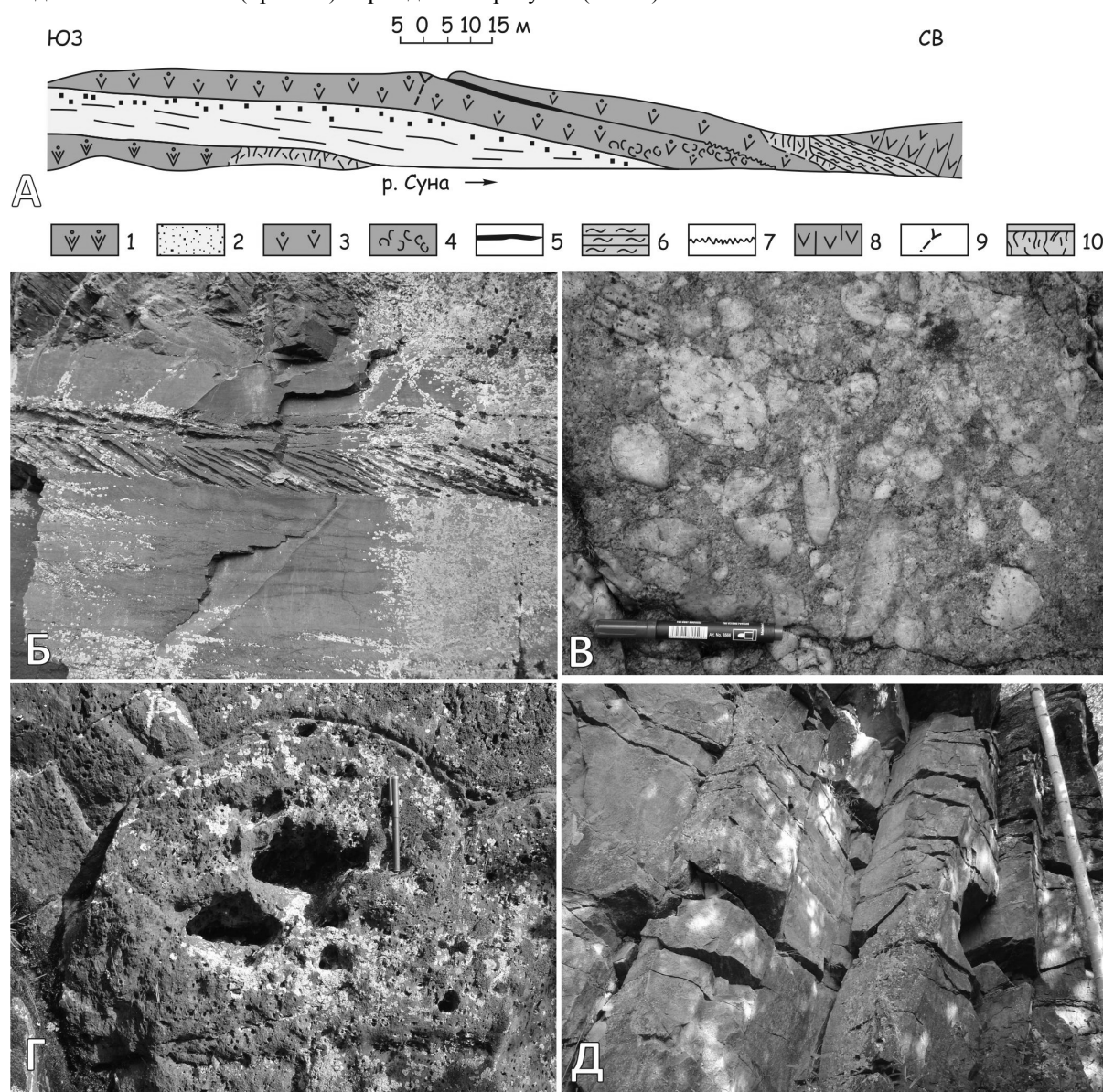
С угловым и стратиграфическим несогласием, с корой химического выветривания в подошве, ятулийские отложения перекрывают породы архейского кристаллического фундамента и сумийско-сариолийские толщи нижнего протерозоя. Разрезы ятулия имеют трёхчленное строение, терригенные и терригенно-карбонатные в основании и вулканогенные в кровле. Данный тип толщ различной мощности трижды повторяется в общем разрезе, соответствуя нижнему, среднему и верхнему ятулию Карелии (по представлениям В.А.Соколова (Геология Карелии, 1978). При этом в разрезах нижнего ятулия преобладают терригенные осадочные породы, в разрезах среднего ятулия они сочетаются с карбонатами, которые получают наибольшее распространение, в том числе в виде биогерм, в верхней части ятулийского разреза.

Установлено, что вулканогенные толщи венчают регрессивные этапы трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления в седиментационных бассейнах, что перекликается с данными о проявлении главных фаз вулканизма в молодых трапповых провинциях на фоне восходящих тектонических движений и регрессии моря.

Ятулийские толщи перекрыты осадочными отложениями и лавами людиковия (с которыми мы знакомимся на предыдущих остановках). Длительность ятулийского периода оценивается примерно в 200 млн лет от 2.30 до 2.08 или от 2.22 до 2.06 млрд лет.

**Объект 10.** Начало осмотра геологических объектов на территории п. Гирвас начинается с правой стороны дороги, не доезжая до р. Суны, где устанавливаются разобщенные выходы нижнеятулийских светлоокрашенных кварцевых конгломератов, крупнозернистых (до гравелитов) кварцито-песчаников, протягивающихся в виде полосы, окаймляющей выходы сариолийских конгломератов, параллельно южному борту долины р.Суны. Геохимическое изучение (LA-ICP-MS) кварцевых галек ятулийских полимиктовых конгломератов позволило определить источники терригенного кварцевого материала и его генетические типы: имеющие хемогенное (кварцевые гальки архейских силицитов), гидротермальное и постмагматическое происхождение (источником материала служил жильный кварц и материал кварцевых миндалинов из подстилающих сумийских андезибазальтов) (Светова и др., 2011).

**Объект 11.** Вышезалегающие нижнеятулийские эффузивы установлены по обе стороны дороги и выходят вдоль всего южного (правого) борта долины р.Суны. (Рис. 7).



**Рис. 7.** Геологический разрез по левому берегу каньона р. Суны (пос. Гирвас) и породные литотипы ятулийского разреза.

Условные обозначения рисунка А: Нижний ятулий: 1 – базальты миндалекаменные. Средний ятулий: 2 – кварцевые конгломераты, гравелиты, крупнозернистые кварцито-песчаники; 3 – базальты миндалекаменные; 4 – шаровые лавы миндалекаменных базальтов; 5 – линзы яшмовидных силицитов; 6 – туфы, содержащие прослои с лапиллями; 7 – лавовый язык течения в кровле покрова; 8 – столбчатая отдельность в лавках; 9 – фумарольный канал; 10 – делювиальные осыпи. Б – породная последовательность осадочных пород среднего ятулия с проявленной кривой слоистостью; В – Кварцевые конгломераты среднего ятулия; Г – подушечные лавы (лавовые каналы в потоке базальтов); Д – столбчатая отдельность в базальтах.

Лавовый покров нижнеятулийских эффузивов в данном районе имеет мощность около 27 м и сложен, главным образом, среднезернистыми роговообманково-плагиоклазовыми базальтовыми порфиритами. В кровле покрова, в зоне миндалекаменных сильно биотитизированных и хлоритизированных базальтов наблюдается многократное чередование «слоев», обогащенных миндалинами со «слоями», лишенными их. Кроме того, на отпрепарированной поверхности кровли данного покрова сохранились останцы хемогенных кремнистых пород (яшмовидных силицитов), имеющих мощность до 5–7 см. В ряде участков кровля потока эродирована, и на ее неровной слабоволнистой поверхности залегают терригенно-осадочные породы среднего ятулия.

**Объект 12.** Осадочные образования среднего ятулия (описание дано Л.П. Галдобиной) представлены пачкой кварцито-песчаников мощностью около 10 м с прослоями кварцевых конгломератов и гравелитов (рис. 8).

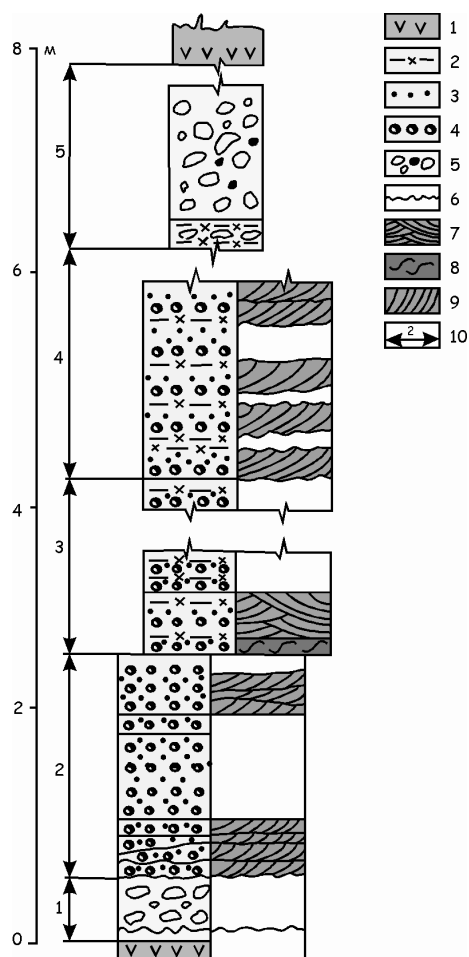
1. В непосредственном контакте на базальтах нижнего ятулия налегают мелкогалечные кварцевые конгломераты и гравелиты зеленовато-серой, реже розовато-серой окраски. Гальки средней степени окатанности имеют размер до 2–5 см и представлены белым жильным кварцем. В составе гравийного материала отмечен голубой кварц и розовый полевой шпат. Порода слабой сортировки. Цемент слюдисто-хлоритовый, мощность слоя 1–1,5 м.

2. Выше в ритмичном переслаивании залегают мелкогравийные гравелиты, крупно- и среднезернистые кварцевые песчаники с примесью обломков полевого шпата. Слои-ритмы мощностью 0,15–0,2 м сложены в нижней части гравелитом, а в верхней – песчаниками. Каждый слой представлен одной серией с параллельной косой слоистостью, с единым направлением падения слоев в сериях. Породы серые и зеленовато-серые. Мощность горизонта 2 м.

3. Далее следуют крупно- и среднезернистые песчаники и гравелиты с слойками кремнистой, слюдисто-кремнистой породы в кровле слоя. Мощность слоев 7–12 см. Косая слоистость в мелких сериях параллельная, срезающая. Отмечены слойки S-образной формы. Породы серовато-розового цвета. Мощность горизонта 2 м.

4. Следующий горизонт сложен слоями-ритмами мощностью в 0,3–0,4 м. В подошве слоев залегают гравелиты, большая верхняя часть ритма представлена кварцито-песчаниками с кремнистым и гематито-кремнистым цементом и в кровле переходящим в плотную кремнистую розовую породу с раковистым изломом. В сериях мощностью 0,2–0,3 м отмечается косая слоистость параллельного типа. На плоскостях напластования хорошо видны знаки ряби. Рябь мелкая и крупная асимметричная, местами ячеистая. Мощность горизонта 3 м.

5. Регрессивная часть осадочной толщи сложена крупногалечными кварцевыми конгломератами. Гальки округлой или овальной формы размером до 4–6 см представлены белым кварцем, на поверхности которых, как и в цементе конгломерата, отмечаются примазки чешуйчатого гематита. Конгломераты не выдержаны по простиранию, слагают линзы и заполняют карманы и неровности рельефа, и по простиранию сменяются полевошпатово-кварцевыми кварцито-песчаниками и гравелитами. На конгломераты налегают базальты среднего ятулия. В разрезе осадочных среднеятулийских образований района пос. Гирвас четко прослежен трансгрессивный цикл осадконакопления, заверченный излиянием лав. Присутствие в цементе хемогенного, кремнистого и гематито-кремнистого материала указывает на одновременную вулканическую деятельность.



**Рис. 8.** Колонка разреза среднеятулийских образований северного борта р. Суны.

Условные обозначения: 1 – базальты; 2 – кремнистые и гематито-кремнистые породы (силициты); 3 – кварцито-песчаники средне- и крупнозернистые; 4 – гравелиты; 5 – кварцевые конгломераты; 6 – знаки ряби; 7 – срезающая косая слоистость; 8 – косая слоистость с S-образной формой слойков; 9 – параллельная косая слоистость; 10 – номер горизонта

**Объект 13.** Залегающие выше вулканогенные породы среднего ятулия представлены тремя лавовыми покровами базальтов, переслаивающимися с пачками туфогенно-осадочных пород.

Первый лавовый покров с непосредственным контактом с подстилающими осадочными породами устлавливается в северном борту долины р. Суны. В его основании установлены редкие ксенолиты (до 0,3 м в

поперечнике) нижележащих терригенных пород. Мелкозернистые иногда миндалекаменные базальты подошвы покрова в данном участке обнаруживают шаровидную текстуру. Отдельные слабо обособленные шары размером до 0,6–0,8 м содержат, в ряде случаев, центральные газовые пустоты. Среднюю часть покрова составляют миндалекаменные среднезернистые базальты.

К верхам разреза покрова устанавливается упорядоченное размещение миндалин, их концентрация в полосы, слияние в отдельные струи, которые непосредственно у кровли покрова образуют вертикально расположенную к подошве покрова полость сложной, ветвящейся формы. Полость заполняется кремнисто-гематитовым материалом. При этом кремнисто-гематитовый материал (яшмовидные силициты) из полостей в кровле покрова постепенно переходит в пластовую залежь, подстилающую горизонт мелкообломочных сильно хлоритизированных туффов. Данные полости, вероятно, можно рассматривать как первоначальные фумарольные сифоны, заполненные в поздневулканическую стадию кремнистыми хемогенными осадками. По простиранию и падению данного покрова в его кровле у уреза воды в р. Суна находится лавовый язык – струя течения лавы длиной до 1,5 м и шириной 0,5 м с дугообразно изогнутыми валиками.

Вышележащие два лавовых покрова по внутреннему строению однотипны и некоторые различия их заключаются в том, что нижний покров имеет пластово-глыбовую отдельность, а верхний – столбчатую-призматическую.

**Таблица 5.** Средние химические составы групп пород ятулийского вулканического комплекса Гирвасской вулканической зоны (Голубев, Светов, 1983)

Компоненты	1 n=39	2 n=34	3 n=24	4 n=49
SiO <sub>2</sub>	48,99	49,40	48,14	47,60
TiO <sub>2</sub>	1,97	1,05	2,41	2,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,25	14,72	13,32	13,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,08	9,48	9,14	6,67
FeO	7,92	2,09	6,49	11,28
MnO	0,19	0,15	0,14	0,21
MgO	5,39	8,43	6,71	4,15
CaO	6,74	5,29	6,37	7,80
Na <sub>2</sub> O	3,23	4,33	4,81	3,50
K <sub>2</sub> O	0,72	1,05	0,35	0,65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,06	0,26	0,21
H <sub>2</sub> O	0,12	0,23	0,14	0,21
nnn	3,43	3,95	1,81	1,48
Сумма	99,17	100,24	100,09	100,17
S	0,03	0,03	0,33	0,07
CuO	0,017	0,010	0,004	0,057
CoO	0,009	0,008	0,006	0,006
NiO	0,010	0,020	0,012	0,021
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,068	0,047	0,055	0,080
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,008	0,031	0,010	0,016

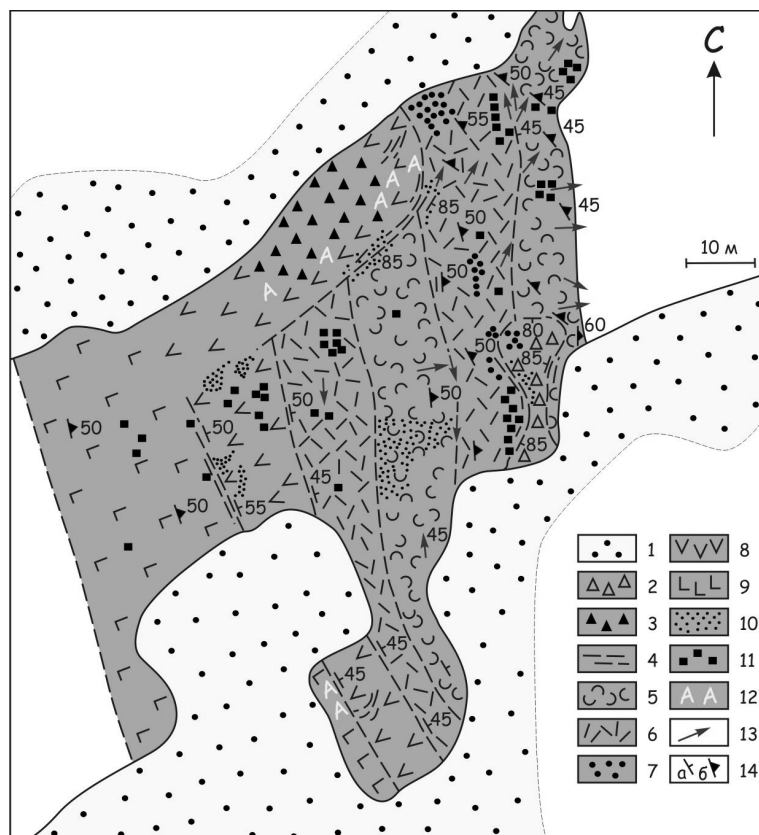
Примечание. 1 – базальтовые лавы нижнего ятулия, 2 – среднего ятулия, 3 – верхнего ятулия, 4 – габбро-долериты Койкарского рудного силла.

Залегающая между вторым и третьим лавовыми покровами пачка туфогенно-осадочных пород мощностью около 5,0 м представлена чередующимися слоями вначале терригенно-карбонатных пород с присутствием небольшого количества, по-видимому, пеплового материала, замещенного хлоритовым агрегатом, а затем терригенно-туфовых пород, в которых количество пирокластики резко возрастает.

Лавовые потоки и покровы ятулийского вулканического комплекса сложены базальтами (эпидотизированными, амфиболизированными), плагиоклазовыми порфириновыми базальтами, миндалекаменными базальтами и лавобрекчиями базальтов, а также их шаровыми лавами. Породы имеют массивные, миндалекаменные, брекчиевидные, шаровые текстуры; диабазовую, спилитовую, апоинтерсертальную, порфириновую, сидеронитовую структуры. Основная масса пород сложена беспорядочно-ориентированными лейстами плагиоклаза (альбит, редко альбит-олигоклаз), в интерстициях между которыми располагаются ксеноморфные выделения обыкновенной роговой обманки, агрегаты хлорита, эпидота, магнетита. Вкрапленники в порфиритах нижнеятулийской фазы вулканизма представлены плагиоклазом (альбит), а в порфиритах среднеятулийской фазы вулканизма – замещенным роговой обманкой пироксеном. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, сфен, циркон, апатит, халькопирит, борнит и халькозин. По химическому составу (табл. 5) основные породы ятулийского вулканического комплекса являются производными единой родоначальной толеитобазальтовой магмы (Светов, 1979).

#### Объект 14. Гирвасская палеовулканическая постройка

При проведении палеовулканологических исследований вулканических образований в районе северной окраины п. Гирвас в русле водосбора Пальеозерской ГЭС были обнаружены своеобразные вулканические породы, которые составляют сложно построенный вулканический аппарат, связанный с проявлением ятулийского основного вулканизма и названный Гирвасским вулканом (Светов, Голубев, 1967; 1971; Светов, 1979).



**Рис. 9.** Схема геологического строения Гирвасской вулканической постройки.  
 Составлена А.П. Световым, А.И. Голубевым (1967).

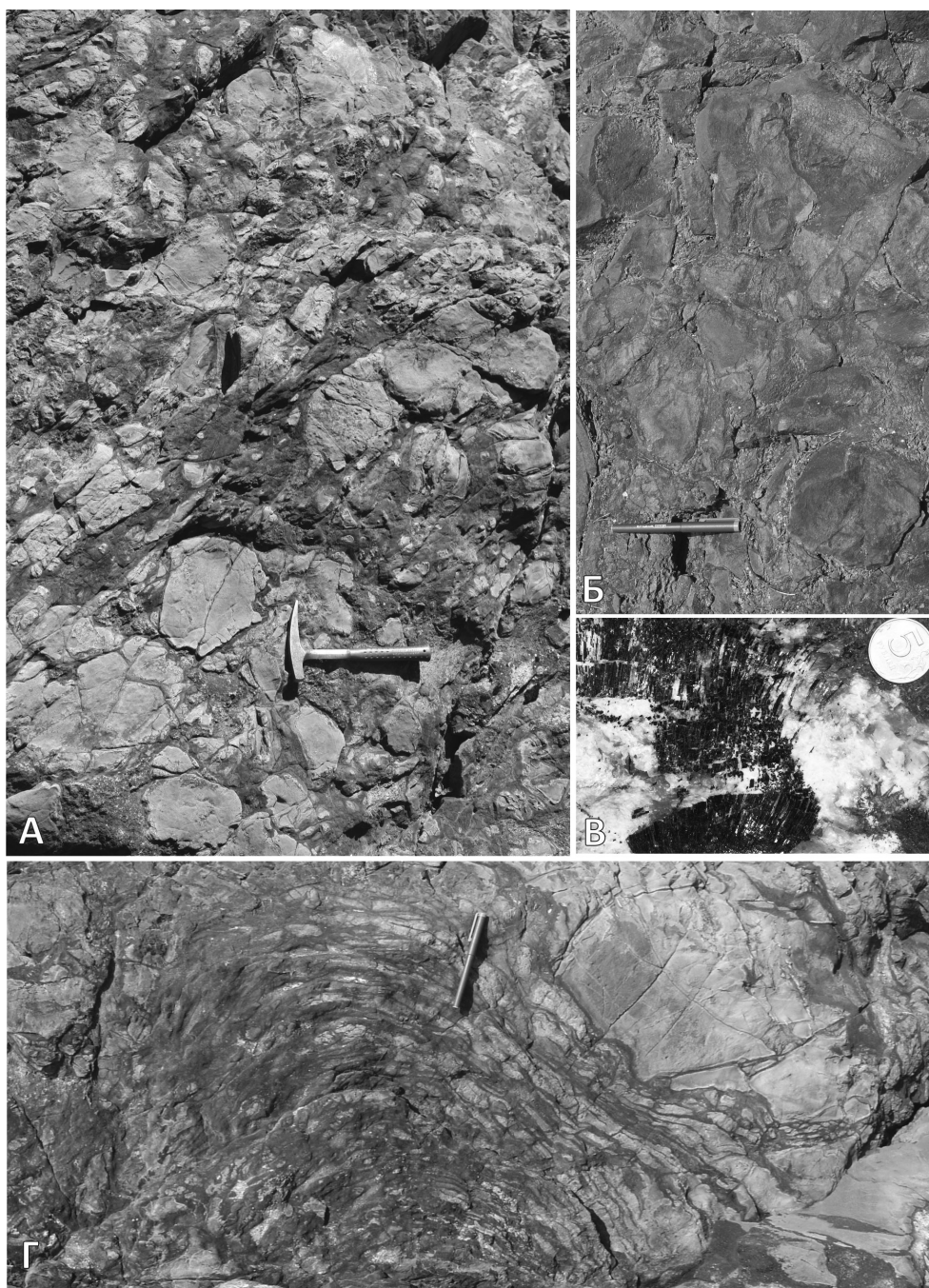
Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – эруптивные брекчии трубки взрыва; 3 – эруптивные жерловые брекчии; 4 – мелкообломочные полосчатые жерловые брекчии; 5 – крупноглыбовые лавобрекчии; 6 – мелкообломочные лавобрекчии; 7 – фумарольные площадки; 8 – массивные базальты и базальтовые порфиры; 9 – мелко-среднезернистые габбро-долериты; 10 – зоны турмалинизации; 11 – пиритизация; 12 – альбитизация; 13 – направления растекания лав; 14 – элементы залегания: а – контактовых поверхностей, б – плоскостей пластовой отдельности.

В условиях современного эрозионного среза доступна непосредственному наблюдению только незначительная часть вулканического аппарата, включающего в себя следующие морфологические элементы: часть эруптивного жерла, юго-восточный склон лавового конуса и, вероятно, большую часть побочного (паразитического) кратера – вулканическую трубку взрыва (рис. 10), в то время как его остальная часть скрыта под довольно мощным чехлом рыхлых, озерно-аллювиальных четвертичных отложений.

**Эруптивное жерло** Гирвасского вулкана установлено в левом борту русла водосбора и в условиях современного эрозионного среза имеет округлую, несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму с видимыми размерами в обнаженной части 20×50 м.

Эруптивное жерло, являющееся выводящим каналом лавового материала при формировании среднеятулийского лавового плато Западного Прионежья, в контакте заполнено массивными участками сильно трещиноватыми базальтами и базальтовыми порфирами, переходящими иногда в тонкополосчатые мелкообломочные брекчии дробления. По мере удаления от эндоконтакта породы принимают все более характерные черты крупноглыбовых жерловых брекчий среднезернистых базальтов. Резкие юго-восточные и восточные контакты с породами лавового конуса вулкана подчеркнуты зонами вертикально падающих тонкополосчатых брекчий, а также зонами интенсивной турмалинизации и массового развития альбитовых и альбито-кварцевых жил. Установленный постепенный переход пород эруптивного жерла к породам типа габбро-долеритов осуществляется, главным образом, путем увеличения степени раскристаллизации пород и смены порфировидных брекчированных разновидностей базальтов сначала мелкозернистыми, массивными, а затем среднекрупнозернистыми (пегматоидными) габбро-долеритами.

Эруптивные жерловые брекчии гирвасского вулкана состоят из крупноглыбовых обломков базальтов, базальтовых порфиритов, сцементированных тонкораздробленными базальтами с небольшим количеством лавового материала.



**Рис. 10.** Породные литотипы Гирваского палеовулканического центра.

Условные обозначения: А – лавобрекчии (кровельные брекчии) базальтов; Б – эруптивная брекчия (фрагмент трубки взрыва); В – турмалин-карбонатная минерализация лав; Г – канатные лавы базальтов.

Петрографический состав обломков базальтов и базальтовых порфиритов жерловых брекчий подобен составу пород лавобрекчий. Особым составом и текстурно-структурными признаками характеризуются габбро-долериты, породы более глубинного облика, залегающие в основании вулканической постройки, с которыми жерловые брекчии имеют довольно постепенные переходы, хотя и в небольшом интервале – 10–15 м.

Габбро-долериты имеют массивное полнокристаллическое сложение, однороднозернистую, реже такситовую (шлировую) текстуру, грубую долеритовую, офитовую, а участками микропегматитовую (графическую) структуру. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, амфибол, кварц. Вторичными – хлорит и эпидот. Акцессорные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом, турмалином, сфеном, апатитом и сульфидами – пиритом, халькопиритом.

Плаггиоклаз представлен короткопризматическим и таблитчатым альбитом ( $An=15-18$ ), двойникованным по периклиновому закону, амфибол – реликтами обыкновенной роговой обманки, которая сохраняется в центральных частях призматических или таблитчатых зерен, краевые части которых замещены светло-зеленым актинолитом.

Вторичные минералы развиваются в интерстициях главных породообразующих минералов, по-видимому, по остаткам стекловатого-мезостазиса и по роговой обманке.

**Лавовый конус** в обнаженной части состоит из пяти переслаивающихся лавовых потоков (при полном отсутствии туфогенных образований), каждый из которых имеет мощность порядка 10–15 м. Лавовый поток, лежащий в нижней части вулканического конуса, представлен массивными темно-зелеными брекчированными базальтами, обнаруживающими тесную связь, с одной стороны, с жерловыми брекчиями базальтовых порфириров, а с другой – с брекчированными и слабо эпидотизированными габбро-долеритами, с которыми они в северо-западной части контактовой зоны в интервале 10–15 м имеют постепенные переходы.

Второй лавовый поток сложен, главным образом, мелкообломочной, светло-зеленой, сильно хлоритизированной лавобрекчией, содержащей большое количество обломков базальтов и базальтовых порфириров, образовавшихся, по-видимому, во время взрыва в вулканическом жерле и впоследствии сцементированных большим количеством лавы. Обломки округлой и угловатой формы имеют размеры до 15 см и обнаруживают зональное строение. На довольно ровной поверхности второго лавового потока залегают крупноглыбовые лавобрекчии следующего потока, которые имеют массивное сложение, темно-зеленый цвет и больше размеры обломков брекчий (0,5–0,6 м), заключенных в незначительном количестве лавового цемента. Вдоль нижнего контакта потока и по системе трещин отдельности установлена зона интенсивной турмалинизации, захватившей поток почти на всю его мощность.

Особенностью четвертого лавового потока, в общем, весьма похожего на лавобрекчии второго, является наличие в нем участков сильно измененных пород белесого цвета (тальк-хлоритового состава) – реликтов фумарольных площадок.

Пятый поток, лавового конуса вулкана состоит из наиболее крупноглыбовых лавобрекчий, переходящих иногда в однороднозернистые массивные базальты, подобные базальтам лавовых потоков окружающих лавовое плато. В кровле потока на поверхностной корочке закали отмечались мелковолнистые языки течения лавы (канатные лавы). Лавовые потоки состоят из пород близкого петрографического состава, которые различаются между собой в основном текстурно-структурными особенностями.

**Трубка взрыва**, представляющая особый элемент вулканического аппарата, пространственно приурочена к зоне контакта четвертого и пятого лавовых потоков. Трубка взрыва имеет вытянутую в северо-западном направлении округлую форму размером не менее чем 10×30 м. Породы трубки взрыва представлены, в основном, мелкоглыбовыми (0,2–0,3 м) эруптивными брекчиями базальтов и базальтовых порфириров. Здесь можно наблюдать также сильно измененные оталькованные породы аналогичные в лавобрекчиях. Это также останцы фумарольной деятельности. Обломочный материал брекчий трубки взрыва сцементирован небольшим количеством лавового материала. Здесь же отмечается интенсивная турмалинизация пород с образованием гнездовых зон турмалина, а также пиритизация цемента.

**Таблица 6.** Химические составы вулканогенных пород Гирвасской вулканической постройки

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	46,77	48,72	47,90	45,66
TiO <sub>2</sub>	2,16	2,02	2,36	2,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,93	11,52	13,59	14,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,53	5,02	7,29	8,81
FeO	7,83	9,12	5,81	7,51
MnO	0,07	0,25	0,13	0,10
MgO	5,98	9,02	8,45	8,30
CaO	4,13	4,81	6,64	3,60
Na <sub>2</sub> O	5,05	0,12	4,00	4,16
K <sub>2</sub> O	0,90	1,80	0,92	2,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,30	0,21	0,25
CuO	0,003	0,006	0,001	0,004
CoO	0,009	0,016	0,006	0,008
NiO	0,007	0,029	0,008	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,006	0,005	0,008
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,086	0,06	0,06
S	0,60	0,72	0,35	0,55
H <sub>2</sub> O	0,06	0,30	0,18	0,13
Ппп	2,33	7,02	2,77	2,72
Сумма	100,43	100,50	100,50	100,49

Примечание. 1, 3 – базальт брекчированный, 2, 4 – базальт массивный (пробы 1 и 4 – зона альбитизации и эпидотизации базальтов).



Экзоконтактовая зона трубки взрыва имеет сильное осланцевание, при этом вмещающие лавобрекчии подвергнуты значительной хлоритизации, на которую наложена пиритизация и гематитизация. Контакты трубки взрыва с вмещающими породами отчетливые, резко рвущие и крутопадающие на северо-восток под углом до 85°.

По особенностям петрографического состава базальты и базальтовые порфириды эруптивных брекчий подобны обломкам лавобрекчии. Об однородности пород вулканической постройки можно судить и по их химическому составу (табл. 6). Общей особенностью эффузивно-эксплозивных образований вулканической постройки гирвасского вулкана является исключительно сильное проявление поствулканических пневматолито-гидротермальных изменений пород, заключающихся, главным образом, в гнездовой и прожилковидной турмалинизации и окварцевании, а также в последующей эпидотизации, сульфидизации (пиритизации, халькопиритизации), хлоритизации и альбитизации. Зоны гидротермально измененных пород, как правило, имеют четкий либо структурный (плоскости систем отдельности, плоскости скола и дробления), либо геологический (контактные поверхности) контроль.

### Геохимическая характеристика ятулийских вулканитов по (Голубев и др., 2015)

**Измененные породы.** Составы ятулийских вулканитов без признаков изменений и метасоматизированных пород нанесены на диаграммы  $K_2O/(K_2O+Na_2O) - K_2O+Na_2O$  и  $CaO/Al_2O_3 - MgO/10 - SiO_2/100$  (рис. 11), которые чаще других применяются для распознавания измененных магматических пород. На первой из этих диаграмм фигуративные точки составов альбитизированных базальтов и долеритов «прижаты» к вертикальной оси, образуя протяженный тренд, отражающий одновременно высокие содержания натрия и низкие значения калий-натриевого отношения в породах. Биотитизированные породы также достаточно отчетливо распознаются на этой диаграмме благодаря повышенному значению отношения  $K_2O/(K_2O+Na_2O)$ , хотя фигуративные точки их составов не выходят в большинстве случаев за пределы «магматического спектра». Установлено, что крупноионные низкозарядные литофильные элементы (LILE) – Li, Rb, Ba, Sr участвовали в процессах привноса-выноса вещества. Альбитизированные породы характеризуются пониженными содержаниями Sr и Rb, в эпидотизированных породах Sr, наоборот, накапливался. Биотитизация сопровождалась привносом Rb, Ba и Li, некоторые хлоритизированные породы оказались обогащенными Ba. Эти данные ограничивают возможности использования LILE для петрогенетических и геодинамических реконструкций. В этой связи особо следует подчеркнуть установленную резистентность высокозарядных элементов (HFSE) – Zr, Hf, Nb, Ta, Y, Ti, редких земель и большей части металлов переходной группы (Cr, Ni, V, Sc) по отношению к наложенным процессам (Голубев и др., 2015).

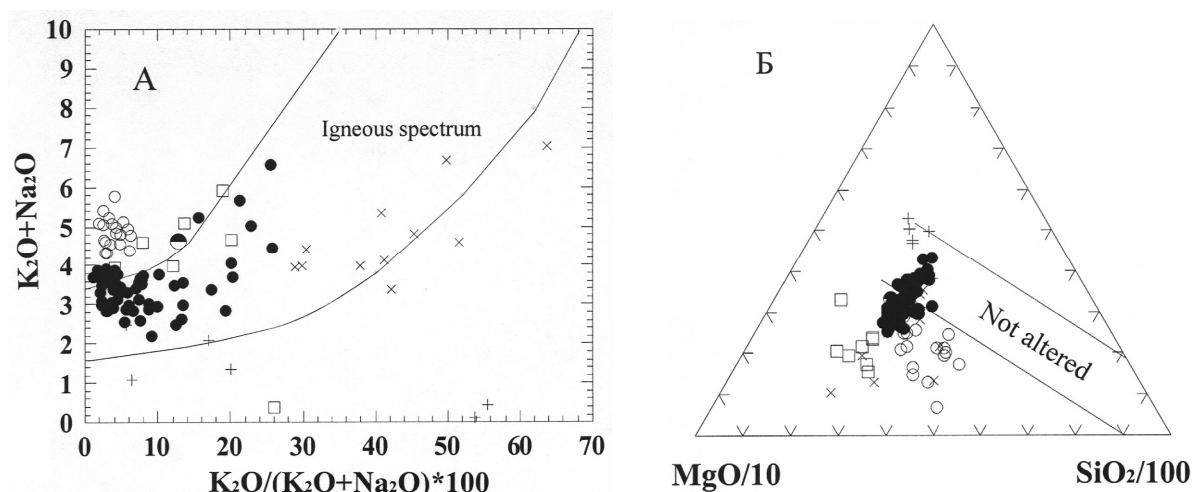


Рис. 11. Диаграмма  $K_2O/(K_2O+Na_2O) - K_2O+Na_2O$  и  $CaO/Al_2O_3 - MgO/10 - SiO_2/100$  для идентификации измененных пород.

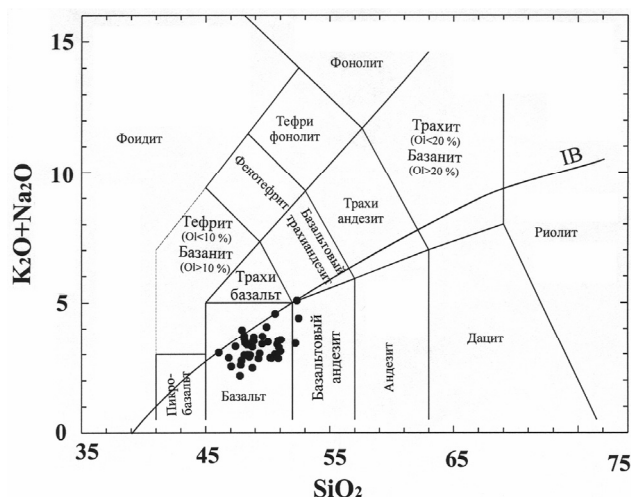
На диаграммах показаны поля неизменных магматических пород. Усл. об.: ● – неизменные породы; ○ – альбитизированные породы; + – эпидотизированные породы; x – биотитизированные породы; э – хлоритизированные и пропилитизированные породы; ● – лейкократовый базальт

**Неизменные породы.** Химические составы неизменных вулканических и субвулканических пород по двум представительным разрезам карельского ятулия приведены в табл. 7. На классификационной диаграмме (рис. 12) фигуративные точки их составов попадают в поле базальтов с небольшими отклонениями в



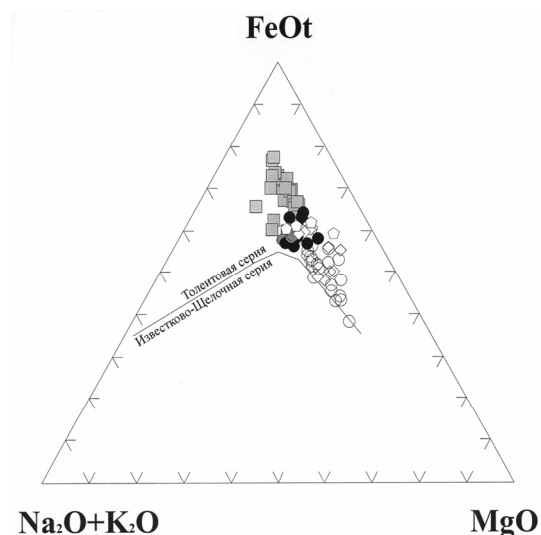
сторону базальтовых андезитов. При этом все составы находятся ниже линии, отделяющей щелочные породы от пород толеитовой и известково-щелочной серий. На диаграмме AFM (рис.13) фигуративные точки ятулийских вулканических и субвулканических пород образуют протяженный тренд в поле толеитовой серии. Базальты нижнего ятулия характеризуются относительно высоким содержанием  $\text{FeO}=\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$  и  $\text{TiO}_2$ , до 14.8 и 2.2, соответственно. При умеренных содержаниях  $\text{MgO}$  это определяет сравнительно низкие значения магнезиальных чисел (mg-no.), которые не превышают в большинстве случаев 50. Базальты среднего ятулия более магнезиальные, менее железистые и титанистые. Среднее значение mg-no. составляет в них 54, достигая в отдельных образцах 66. В нормативных составах этих пород обычно рассчитывается оливин, тогда как для нижнеятулийских вулканитов в большинстве случаев – кварц. Верхнеятулийские базальты максимально обогащены титаном, характеризуются наиболее высокими содержаниями  $\text{FeO}$  и самыми низкими значениями mg-no, в среднем – 42. В Койкарско-Свягнуволоцком силле этого стратиграфического уровня фенеровская тенденция накопления железа (и титана), характерная для континентально-толеитового (траппового) магматизма, и отчетливо проявленная также в ятулийском комплексе Карелии получила свое предельное выражение в образовании рудного горизонта титаномагнетитового габбро. Как видно из таблицы 7, ятулийские базальты отличаются широкими вариациями степени окисленности железа, от обычных для толеитов значений около 0.2 (в виде  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ , атомн. кол.) до преобладания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Ранее эти данные использовались для палеовулканологических реконструкций, в соответствии с которыми считалось, что более окисленные лавы формировались в субаэральных условиях, а менее окисленные были образованы при подводных излияниях. Общей петрохимической особенностью ятулийских лав всех стратиграфических уровней является сравнительно низкое содержание алюминия и, соответственно, низкие отношения  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{MgO}) < 0.8$ , что позволяет отнести их к типу низкоглиноземистых базальтов. Неоднократно ранее отмеченное сходство ятулийских базальтов и долеритов Карелии с фанерозойскими траппами (Голубев, Светов, 1983; Lightfoot, Naldrett, 1990) поддерживается новыми данными редкоэлементной геохимии.

Данные по редким элементам еще отчетливее, чем по главным элементам, демонстрируют устойчивые различия между ятулийскими базальтами разных стратиграфических уровней. Распределение переходных металлов группы железа подчиняется разным закономерностям. Cr и Ni являются типичными совместимыми элементами: в полном соответствии со значениями магнезиальных чисел, их концентрации понижены в породах нижнего и верхнего ятулия и повышены в породах среднего ятулия (табл. 7). V проявляет признаки несовместимого элемента, накапливаясь вместе с Ti в обогащенных железом породах верхнего ятулия. Поведение Sc ближе к поведению несовместимых элементов, обнаруживая в своем распределении корреляцию с Y и Yb (Голубев и др., 2015).



**Рис. 12. Классификационная диаграмма  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ .**

Линия IV отделяет щелочные породы от пород толеитовой и известково-щелочной серий



**Рис. 13. Диаграмма AFM [15] для ятулийских метабазальтов и интрузивных габбро-долеритов разрезов пос. Гирвас – дер. Святнаволок и озера Сегозеро гирвасской и сегозерской ятулийских структур.**

Усл. об.: ■ – габбро-долериты Койкарско-Святнаволоцкого силла; ● – базальты верхнего ятулия разреза пос. Гирвас – дер. Святнаволок; ○ – базальты среднего ятулия разреза пос. Гирвас – дер. Святнаволок; ◇ – базальты нижнего ятулия разреза пос. Гирвас – дер. Святнаволок; ◊ – базальты среднего ятулия разреза оз. Сегозеро; △ – базальты нижнего ятулия разреза оз. Сегозеро

Таблица 7. Представительные анализы ятулийских базальтов и интрузивных габбро-долеритов Гирвасской и Сегозерской структур

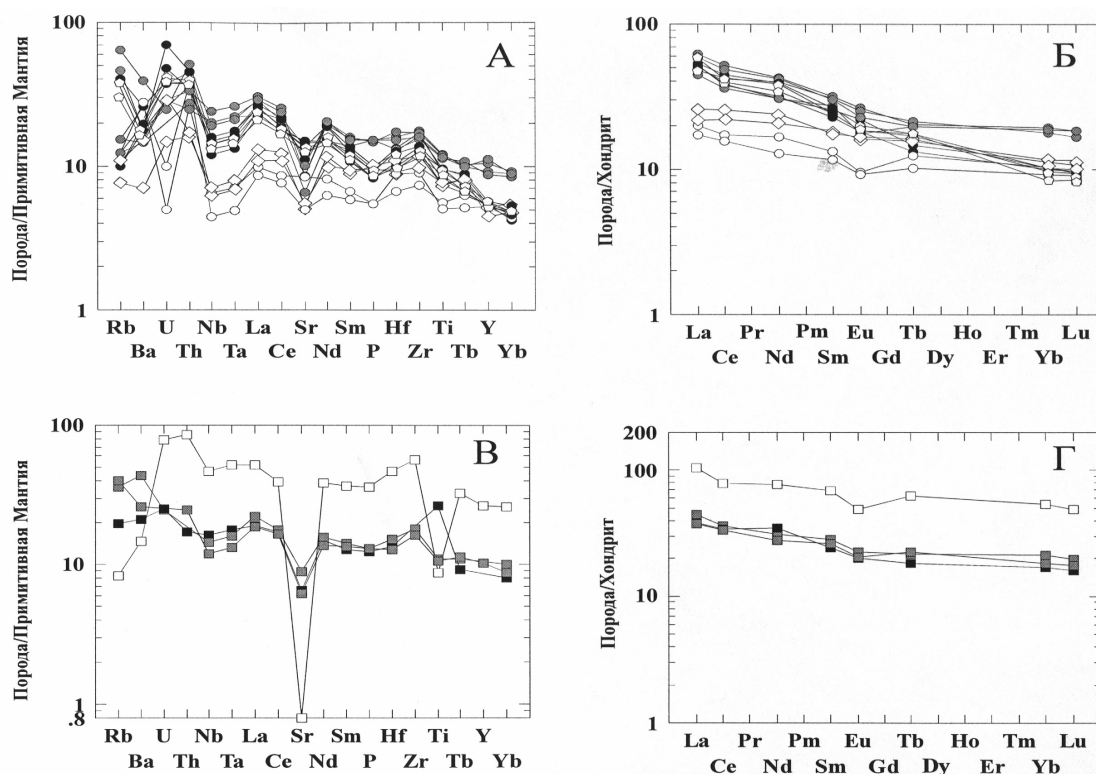
Н обр.	Г-17/1	Г-17/2	ГР-1	ГР-2	Г-17/13	Г-17/10	Г-19/3	Г-19/4	Г-21/2	Г-21/3	Г-21/1
структура	Гирвасская структура										
стратигр. ур.	Jt1				Jt2		Jt3 (лавы)		Jt3 (интрузия)		
SiO <sub>2</sub>	50.62	51.44	50.84	51.03	45.58	51.96	47.42	47.10	46.53	38.50	55.03
TiO <sub>2</sub>	1.56	1.41	1.82	1.85	0.97	1.07	2.17	2.23	2.10	5.08	1.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.15	11.93	11.93	11.91	15.09	15.03	13.40	13.90	13.54	13.20	11.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.63	8.58	4.58	7.52	6.66	5.73	7.94	6.74	4.84	12.30	11.90
FeO	6.94	4.79	10.66	8.02	3.71	2.87	7.78	8.56	12.75	14.44	6.41
MnO	0.25	0.20	0.22	0.21	0.16	0.17	0.20	0.23	0.25	0.23	0.08
MgO	7.02	7.13	5.37	5.55	11.63	9.01	5.76	5.94	5.48	2.79	1.52
CaO	5.54	7.58	7.94	7.94	5.83	6.41	7.60	8.14	8.78	6.93	3.28
Na <sub>2</sub> O	2.65	4.08	2.29	2.98	3.50	3.81	4.40	3.31	2.80	3.39	6.09
K <sub>2</sub> O	0.29	0.26	0.55	0.14	0.48	0.33	0.82	1.15	0.65	0.52	0.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.18	0.22	0.20	0.12	0.12	0.33	0.33	0.28	0.27	0.78
H <sub>2</sub> O	0.04	0.09	0.13	0.09	0.24	0.07	0.14	0.12	0.27	0.21	0.31
П. П. П.	4.18	2.34	3.12	2.60	5.87	3.51	1.89	2.12	1.33	1.43	1.05
сумма	100.05	100.01	99.67	100.04	99.85	100.09	99.85	99.87	99.60	99.29	99.89
mg-но.	47.5	50.4	39.3	40.1	68.1	66.7	40.8	42.0	36.3	16.3	13.7
al'	0.61	0.58	0.58	0.56	0.69	0.85	0.62	0.65	0.59	0.45	0.59
f0	49.7	61.7	27.9	45.8	61.8	64.2	47.9	41.5	25.5	43.4	62.6
Li	49	22	23	23	63	39	19	25	15	22	5
Sc	28.6	29.1	30.1	28.1	36.3	36.9	39.5	38.9	25.6	25.4	20
V	400	430	374	373	240	290	480	510	470	1700	<10
Cr	33	51	33	23	386	323	41	37	164	24	18
Co	55	46	52	38	56.3	44	43	41	50.1	40.1	9.39
Ni	81	73	72	63	170	160	54	58	100	120	23
Cu	320	<10	238	130	<10	130	52	63	430	300	78
Rb	11	9	11	6	9	7	18	20	5	8	5
Sr	299	246	197	220	99	167	170	200	170	120	16
Y	22	21	23	22	21	20	35	45	41	37	87
Zr	123	109	140	170	67	98	163	168	189	177	595
Nb	<10	<10	12	<10	<10	<10	<10	14	10	12	15
Ba	120	120	110	<90	160	170	110	240	270	130	90
Hf	3.0	2.8	3.5	3.6	2.5	1.9	3.7	4.3	4.3	3.8	13.1
Ta	0.60	0.49	0.64	0.57	0.18	0.26	0.81	0.77	0.59	0.66	1.90
La	16.1	13.8	16.7	14.8	5.3	6.1	17.9	18.2	13.9	11.8	32.5
Ce	30.5	28.9	36.0	34.5	12.5	13.9	33.9	39.0	29.1	27.8	64.2
Nd	19.0	18.3	23.4	23.0	7.6	10.0	23.8	25.1	18.7	20.8	46.6
Sm	4.38	4.11	5.16	4.57	2.23	2.55	5.92	5.81	5.55	4.72	13.40
Eu	1.33	1.02	1.45	1.34	0.67	0.69	1.84	1.67	1.66	1.48	3.60
Tb	0.62	0.60	0.82	0.80	0.48	0.58	1.00	0.93	1.02	0.86	3.00
Yb	2.07	1.85	2.10	2.01	1.92	2.20	3.70	3.90	4.42	3.53	11.30
Lu	0.31	0.24	0.31	0.30	0.29	0.30	0.53	0.59	0.64	0.52	1.59
Th	2.8	3.6	3.7	2.9	<0.5	2.1	2.0	4.1	<0.5	1.4	7.0
U	0.96	0.75	1.40	<0.5	0.37	<0.2	0.58	0.50	0.50	0.51	1.60
(Ce/Yb)nch	3.81	4.04	4.43	4.44	1.68	1.63	2.36	2.58	1.70	2.04	1.47
(La/Sm)nch	2.31	2.11	2.04	2.04	1.50	1.51	1.90	1.97	1.58	1.57	1.53
(Lu/Hf)npm	0.45	0.37	0.39	0.36	0.51	0.69	0.62	0.60	0.65	0.60	0.53
(Tb/Yb)npm	1.41	1.53	1.84	1.88	1.18	1.24	1.28	1.13	1.09	1.15	1.25
(Zr/Y)npm	2.16	2.00	2.35	2.98	1.23	1.89	1.80	1.44	1.78	1.85	2.64
(Th/Ta)npm	2.12	3.34	2.63	2.30		3.68	1.12	2.42		0.97	1.68
(Ta/La)npm	0.63	0.60	0.65	0.65	0.57	0.72	0.76	0.71	0.72	0.94	0.99

окончание табл. 7

Н обр.	Г-3611	Г-3617	Г-3625	СГ-2	СГ-3	СГ-4
структура	Сегозерская структура					
стратигр. ур.	Jt1		Jt2			
SiO <sub>2</sub>	47.75	50.58	48.76	49.33	47.80	49.32
TiO <sub>2</sub>	1.50	1.39	0.91	1.47	1.43	1.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.14	11.93	13.30	14.00	14.40	14.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.43	4.82	4.02	8.40	7.07	6.63
FeO	12.56	9.69	8.98	4.91	5.03	6.61
MnO	0.19	0.17	0.15	0.13	0.15	0.14
MgO	8.30	6.30	8.62	7.00	9.60	5.96
CaO	6.44	7.98	8.12	6.74	6.38	6.78
Na <sub>2</sub> O	1.98	2.74	2.18	4.57	3.78	4.26
K <sub>2</sub> O	0.20	0.26	0.31	0.23	0.16	0.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.20	0.19	0.21	0.22	0.25
H <sub>2</sub> O	0.38	0.10	0.08	0.14	0.09	0.26
п. п. п.	4.84	3.56	3.96	2.55	3.63	3.27
сумма	99.89	99.72	99.58	99.68	99.74	99.85
mg-но.	48.6	44.5	54.9	50.0	60.0	45.8
al'	0.50	0.57	0.62	0.69	0.66	0.77
f0	19.7	30.9	28.7	60.6	55.9	47.4

Li	45	21	26	19	26	20
Sc	31.4	31.3	32.8	37.4	36.6	40.3
V	310	360	280	312	249	300
Cr	44	41	210	189	215	215
Co	60	52	32	39	56	40.5
Ni	79	65	160	155	202	108
Cu	20	18	18	51	<50	153
Rb	10	7	21	<5	<5	5
Sr	260	350	173	109	103	73
Y	20	20	21	24	21	35
Zr	127	143	43	103	153	153
Nb	<10	10	<10	<10	<10	<10
Ba	62	50	62	94	43	43
Hf	3.2	3.5	1.3	2.6	3.1	3.8
Ta	0.60	0.55	0.23	0.25	0.29	0.40
La	15.6	15.7	5.6	6.7	8.0	11.6
Ce	33.9	31.8	12.7	17.8	20.5	29.9
Nd	21.3	20.6	9.4	12.4	14.3	18.1
Sm	4.90	4.68	2.63	3.58	3.39	5.59
Eu	1.34	1.34	0.91	1.17	1.21	1.36
Tb	0.70	0.83	0.60	0.74	0.76	1.15
Yb	1.65	1.74	2.20	2.40	2.10	3.30
Lu	0.23	0.27	0.28	0.37	0.32	0.50
Th	3.1	3.1	1.2	1.4	1.3	1.9
U	0.86	1.10	0.32	0.60	<0.5	0.20
(Ce/Yb) <sub>nch</sub>	5.31	4.73	1.49	1.92	2.53	2.34
(La/Sm) <sub>nch</sub>	2.00	2.11	1.34	1.18	1.49	1.30
(Lu/Hf) <sub>npm</sub>	0.31	0.34	0.94	0.62	0.45	0.57
(Tb/Yb) <sub>npm</sub>	2.00	2.25	1.29	1.46	1.71	1.64
(Zr/Y) <sub>npm</sub>	2.45	2.76	0.79	1.66	2.81	1.69
(Th/Ta) <sub>npm</sub>	2.35	2.57	2.43	2.55	2.04	2.16
(Ta/La) <sub>npm</sub>	0.65	0.59	0.69	0.63	0.61	0.58

Примечание. КСС – Койкарско-Святнаволоцкий силл; mgno =  $MgO/(MgO+FeO+Fe_2O_3) \times 100$ , в атомн. кол.,  $f_0 = Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO) \times 100$ , в атомн. кол.,  $al' = Al_2O_3/(MgO+FeO+Fe_2O_3)$ , в вес. %.



**Рис. 14. Нормализованные к хондриту и к примитивной мантии содержания редких и редкоземельных элементов в базальтах ятулийских разрезов пос. Гирвас – дер.Святнаволок и оз. Сегозеро – (А) и (Б) и в габбро-долеритах Койкарско-Святнаволоцкого силла (В) и (Г).**

Условные обозначения для (А) и (Б) как на рис 11, для (В): ■ – габбро-долерит, ! – рудное габбро, ▽ – фельзическая порода. Нормировано по [Boynton, 1984; Hart, Zindler, 1986].

Только в породах Койкарско-Святоволокского силла его концентрации заметно понижены (табл.7). В распределении Co, Cu и Zn отчетливых закономерностей не наблюдается, и по всей вероятности, оно подчиняется неравномерному распределению сульфидной минерализации в породах.

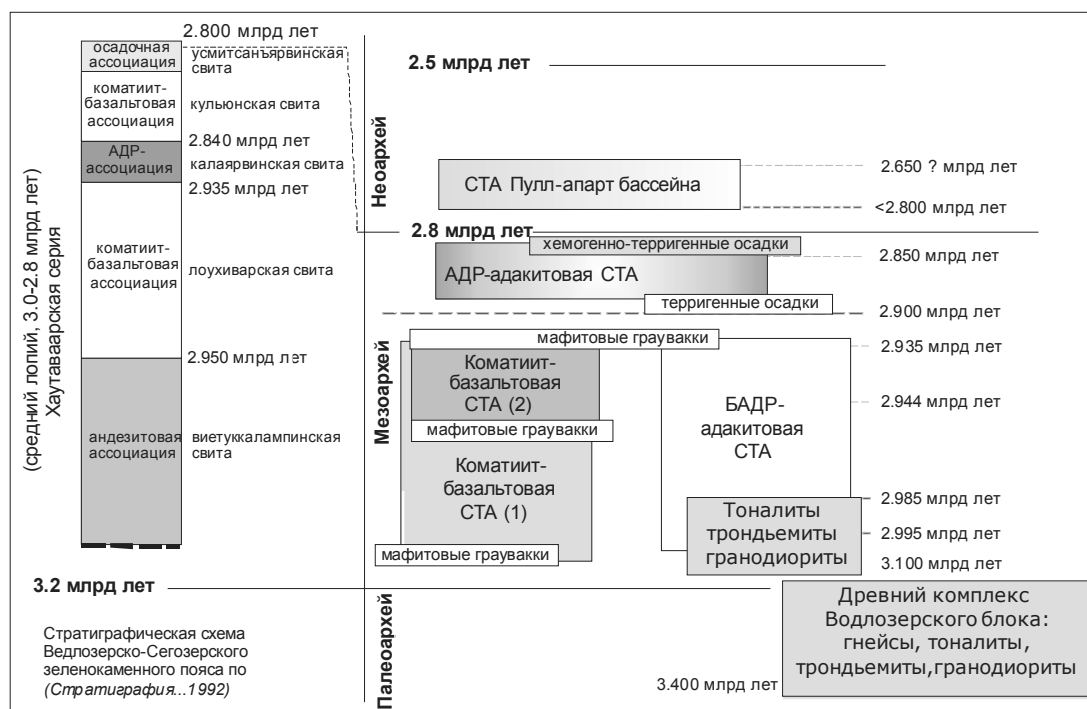
Нижнеятулийские базальты обогащены относительно среднеятулийских лав наиболее несовместимыми редкими элементами и LREE (рис. 14), но содержат несколько меньше Y и Yb и характеризуются более фракционированным распределением лантаноидов (значения отношений  $(Ce/Yb)_n$  и  $(La/Sm)_n$  в магматитах нижнего и среднего ятулия составляют 4.18 и 1.98, и 1.85 и 1.39 соответственно). Базальты верхнеятулийского горизонта обогащены всеми несовместимыми редкими элементами, но характер распределения REE в них близок к таковому для пород среднеятулийского горизонта (значения отношений  $(Ce/Yb)_n$  и  $(La/Sm)_n$  составляют в них 1.74 и 1.56). Общей особенностью распределения редких элементов в лавах ятулийского надгоризонта является присутствие положительных ториевых аномалий и отрицательных аномалий Nb, Ta, Sr, P и в большинстве образцов Ti. Породы Койкарско-Святоволокского силла характеризуются сходным типом распределения редких несовместимых элементов и REE с лавами среднего и верхнего ятулия, но в тоже время обладают некоторым геохимическим своеобразием.

Габбро-долериты рудного горизонта близки по абсолютным содержаниям большинства редких элементов верхнеятулийским базальтам, но характеризуются естественной для них положительной титановой аномалией. Наконец, габбро-долериты нижней части интрузии почти полностью повторяют характер распределения редких элементов в лавах верхнеятулийского горизонта.

В заключении, необходимо отметить, что геохимические характеристики ятулийских базальтов и габбро-долеритов соответствующих стратиграфических уровней в районе п. Гирвас – д. Святоволок и на южном берегу озера Сегозера сохраняются во всех вулканогенных разрезах ятулия Карелии, которые иногда удалены друг от друга на сотни километров. Закономерное изменение химического состава вулканитов ятулия вверх по разрезу носит эволюционный характер и контролируется такими петрогенетическими факторами, как состав мантийного источника и степень его частичного плавления, фракционная кристаллизация в промежуточных резервуарах и контamination магм веществом архейской коры. Наконец комплекс геолого-геохимических данных по ятулийским вулканитам Карелии позволяет связывать их возникновение с действием мантийного плюма. Подробнее вопросы эволюции ятулийского базальтового магматизма Карелии разобраны в докладе авторов (см. материалы совещания).

## Объект 12. Архейские образования по дороге п. Гирвас – д. Койкары

Как было сказано во введении, архейские комплексы зеленокаменных поясов обрамления Водлозерского блока (на примере Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса) представлены двумя доминирующими ансамблями коматиит-базальтовой и известково-щелочной (адакитовой, высоко-Nb, байитовой, толеитовой) сериями (рис. 15), возраст которых оценивается в 3.05–2.94 и 2.90–2.84 млрд лет (Светов, 2005).



**Рис. 15.** Соотношения стратотектонических ассоциаций палео-, мезо- и неоархейского возраста в пределах мезоархейской зоны перехода океан-континент (Водлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс и западная часть Водлозерского блока)

Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс в Центральной Карелии протягивается более чем на 300 км в субмеридиональном направлении при ширине 50–60 км. В современном эрозионном срезе он состоит из ряда структур (Светов, 2005), таких как: Хаутаваарская, Койкарская, Семченская, Эльмусская, Паласельгинская, Остерская, Бергаульская, Совдозерская, Киндасовская и других структур.

В разрезах зеленокаменных структур преобладают два контрастных ансамбля представленных вулканитами коматиит-базальтовой и известково-щелочной серий, при этом последние формируют вулканические постройки центрального типа. Реликты палеовулканов известны в Хаутаваарской и Койкарской структурах (Вулканические постройки, 1978; Вулканизм архейских..., 1981; Светова, 1988). Наиболее представительными являются реконструированные разрезы Хаутаваарской структуры, общей мощностью 6 км и Койкарской структуры мощностью 3 км.

### МАРШРУТ ЭКСКУРСИИ:

#### **Точка 1. Коматиит-базальтовая ассоциация в пределах центральной части зеленокаменного пояса (фрагмент океанического плато) Койкарской структуры**

Первая часть экскурсии знакомит участников с типоморфным разрезом древней океанической ассоциации (коматиит-базальтовой ассоциации) Койкарской структуры (возраст 3.05–2.95 млрд лет) (рис. 18). Наиболее древние породы Койкарской структуры обнажаются в ядре центральной антиклинали и представлены стратифицированной лавовой толщей коматиитов, пироксенитовых и базальтовых коматиитов. С лавами переслаиваются туфы и туффиты коматиитового и базальтового состава. Мощность этой пачки составляет 450–500 м. Выше по разрезу они сменяются пачкой базальтов мощностью до 700 м, основная площадь развития которой приурочена к западной части Койкарской структуры. Доминирующим развитием в структуре пользуются базальты, площади занятые перидотитовыми коматиитами оцениваются в 0.62 км<sup>2</sup>, пироксенитовыми и базальтовыми коматиитами – 1.52 км<sup>2</sup>. В стратиграфической региональной шкале эти коматиит-толеитовые образования объединены в составе пикклампинской (аналог лоухиваарской) свиты.

Региональный метаморфизм в Койкарской структуре связан с главной (ребольской) фазой складчатости и изменяется от зеленосланцевой до амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового барического типа. Метаморфические преобразования пород отразились в почти полном замещении первичной минеральной ассоциации, но позволили сохраниться реликтам магматических структур (гипокристаллические, кумулятивные, спинифекс) и первичным текстурным признакам. Минеральный парагенезис представлен: актинолитовой роговой обманкой, антофиллитом, тремолитом, серпентином, хлоритом, тальком, карбонатом, эпидотом, магнетитом, плагиоклазом и кварцем.

В фациальном составе ассоциации преобладает лавовая фация. Перидотитовые, пироксенитовые и базальтовые коматииты слагают массивные, подушечные, вариолитовые, брекчированные лавовые потоки, реже лавовые потоки имеют дифференцированное строение. Пирокластические породы представлены туфами различной размерности – агломератовыми, лапиллиевыми, псаммитовыми. В разрезе толеитовых базальтов преобладают подушечные, массивные лавы и туфы лапиллиевые и псаммитовые размера.

Возраст субвулканических дацитов, секущих коматиит-толеитовую ассоциацию и верхнюю терригенную пачку, по данным геохронологических исследований составляет 2935±15 млн лет (Бибикова, Крылов, 1993), дацитов в поле кислых вулканитов, на севере структуры – 2860±15 млн лет (Самсонов и др. 1996).

По геохимическим характеристикам ( $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3=0.35\text{--}1$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2=13\text{--}22$ ) и топологии распределения HREE ( $\text{Gd}/\text{Yb}_n=0.89\text{--}1.04$ , коматииты Койкарской зеленокаменной структуры относятся к Al-недепле-тированному типу «Мунго» (рис. 16, 17, табл. 8, 9). Все вулканиты ассоциации имеют повышенные содержания Ni и Cr (максимальные концентрации Ni-2130 г/т, Cr-3500 г/т.). Туфы коматиитов геохимически во многом подобны лавам, однако, при этом отмечаются пониженные значения  $\text{Al}_2\text{O}_3 < 8\%$ , более высокие  $\text{CaO}-7\text{--}9\%$ , и низкие  $\text{NaO} < 0.01\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} < 0.03\%$ . Mg-толеиты пояса геохимически сходны с базальтовыми коматиитами.

Генерация первичных коматиитовых магм происходила в ходе процессов частичного плавления (45–60%) мантийного лерцолита с образованием Ol+Opx рестита на глубинах 210–240 км, при давлениях 6–7 ГПа, и температурах 1780–1845 °C в источнике (что на 220–280 °C больше модельных значений температуры мантии в период 2.9–3.1 млрд лет). Средняя мощность протокры составляет 60 км. Дифференциация коматиитового расплава после излияния (максимальные температуры излияния 1560–1615 °C) проходила под Ol контролем с участием хромшпинели.

Sm-Nd возраст коматиитовой ассоциации Койкарской структуры – 2944±170 млн лет ( $\varepsilon\text{Nd}=+1.7$ , MSWD=2). Время формирования высокомагнезиальных вулканитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса – 2921±55 млн лет ( $\varepsilon\text{Nd}=+1.5$ , MSWD=5) (Светов и др., 1999).

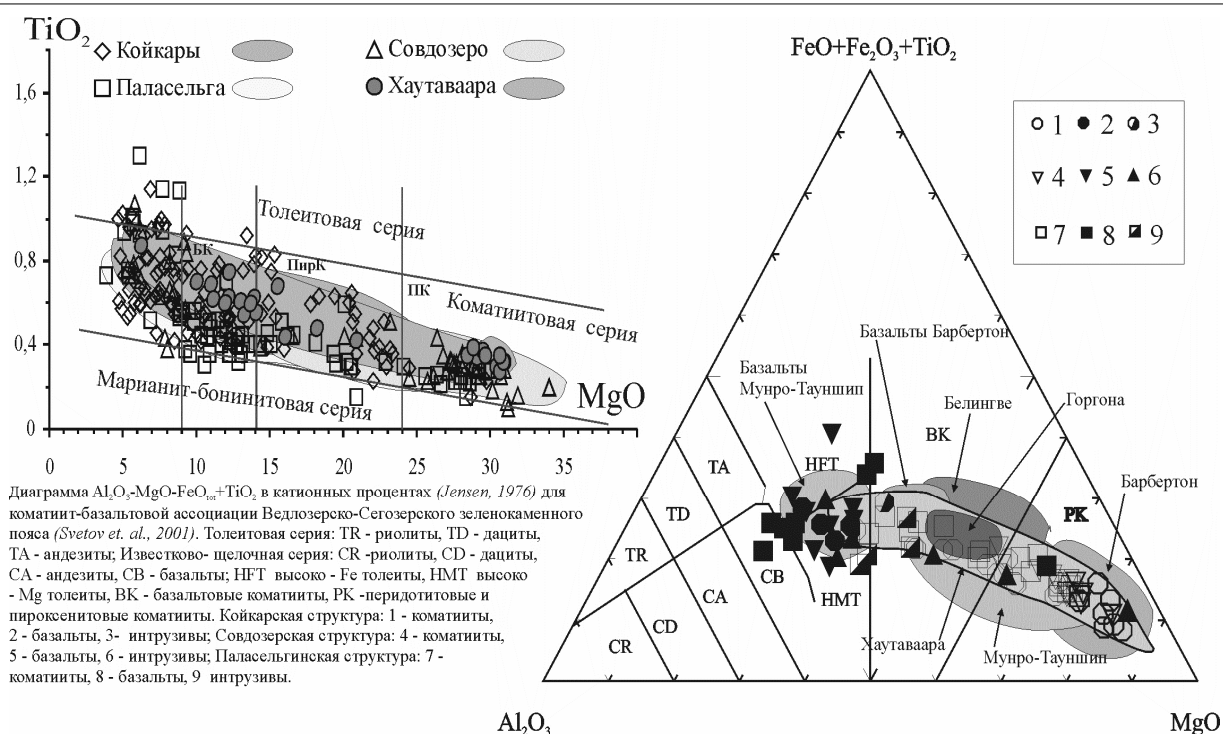


Рис. 16. Диаграммы для коматит-базальтовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского пояса

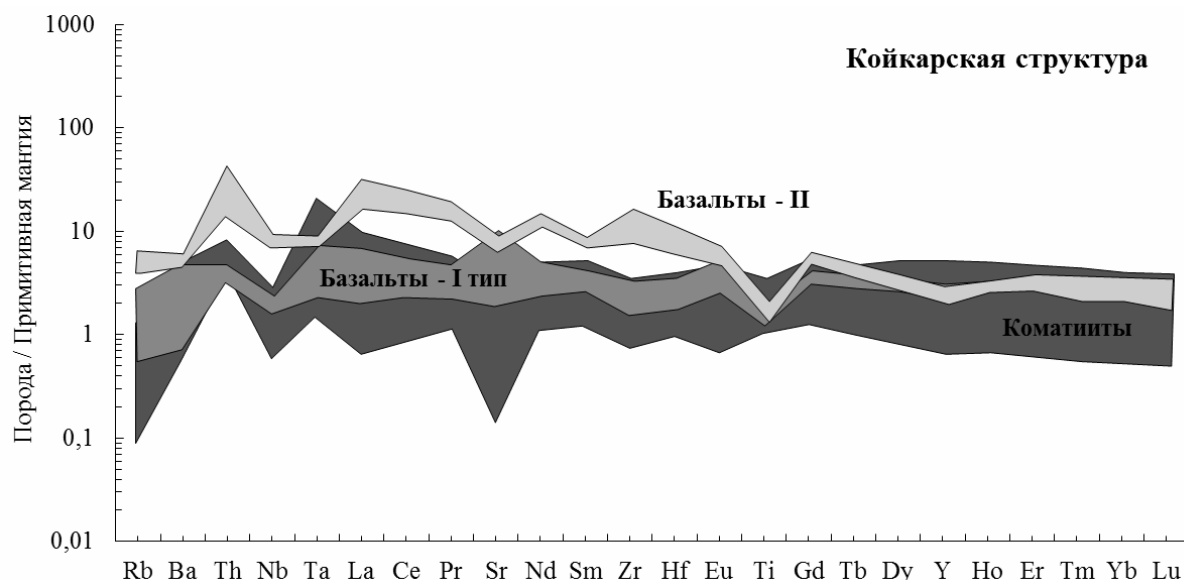


Рис. 17. Распределение редких элементов в коматит базальтовой ассоциации Койкарской структуры Карельского кратона. Нормировано по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989)

Маршрут начинается в центральной части Койкарской структуры (3-й км по дороге Гирвас Койкары), где развита стратифицированная толща коматитовых лав и туфов. При подходе к началу экскурсии пересекаем верхнюю терригенную пачку (доломиты, силициты, туфопесчаники, графитистые сланцы).

**Остановка 1.** Разобщенные выходы лав коматитов. Лавы коматитов представлены массивными или рассланцованными темно – или светлозелеными породами, сложенными агрегатом актинолит-тремолита с подчиненным количеством хлорита, талька, магнетита. Для основной массы пород характерна фибробластовая или гранобластовая структура, в отдельных участках сохранились спинифекс структуры.

Породы секутся дайками дацитов, мощностью 1–10 м, для них характерна бластопорфировая структура с вкрапленниками  $Pt_{20-30}$  и кварца. Основная масса породы сложена кварцем, альбитом, биотитом, хлоритом.

Таблица 8. Химические составы вулканогенных пород Койкарской структуры

	3	1-1	1-2	2-1	2-2	2-3	1206-1	1257-5	37-1v	37-3m	39-1v	39-2m	16-1
SiO <sub>2</sub>	68.40	43.02	48.17	38.96	44.42	45.22	49.67	53.48	66.40	43.78	64.66	44.34	44.74
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.63	0.60	0.63	0.51	0.34	0.26	0.78	0.55	0.48	0.53	0.78	0.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.32	10.74	10.35	9.56	8.85	7.35	2.89	12.84	10.64	14.17	11.70	11.82	7.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.17	2.27	1.62	2.07	1.66	3.16	1.05	0.88	1.37	1.11	1.56	1.76	1.51
FeO	1.28	11.64	8.62	8.90	8.05	6.61	6.97	7.40	3.87	9.77	4.16	9.91	8.33
MnO	0.06	0.25	0.20	0.20	0.19	0.17	0.158	0.15	0.08	0.11	0.02	0.11	0.19
MgO	1.78	18.35	13.60	19.43	22.78	27.82	21.65	8.67	5.52	12.44	5.32	13.92	24.38
CaO	2.38	6.73	8.12	10.50	6.73	0.56	10.75	7.57	3.84	6.19	3.98	6.12	6.86
Na <sub>2</sub> O	3.44	0.31	1.77	0.32	0.05	-	0.15	4.33	6.14	3.22	5.84	2.58	0.04
K <sub>2</sub> O	1.35	0.03	0.07	0.06	0.01	0.01	0.01	0.15	0.05	0.04	0.05	0.04	0.02
H <sub>2</sub> O	0.02	0.29	0.14	0.16	0.42	0.10	0.08	0.02	0.16	0.28	0.11	0.27	0.26
П.п.п.	3.08	5.74	6.86	9.36	5.90	8.18	6.48	3.65	1.25	7.82	1.55	7.81	5.97
Cr				3667					255	281	519	536	
Ni				1223					58	89	66	107	
Co				92					31	60	35	57	
V				100					245	312	211	279	
Pb				13					12	9	14	13	
Rb				2					2	2	2	5	
Ba				98					-	65	118	91	
Sr				22					89	60	87	50	
Nb				5					7	6	7		
Zr				31					46	53	41	48	
Y				14					18	23	17	19	

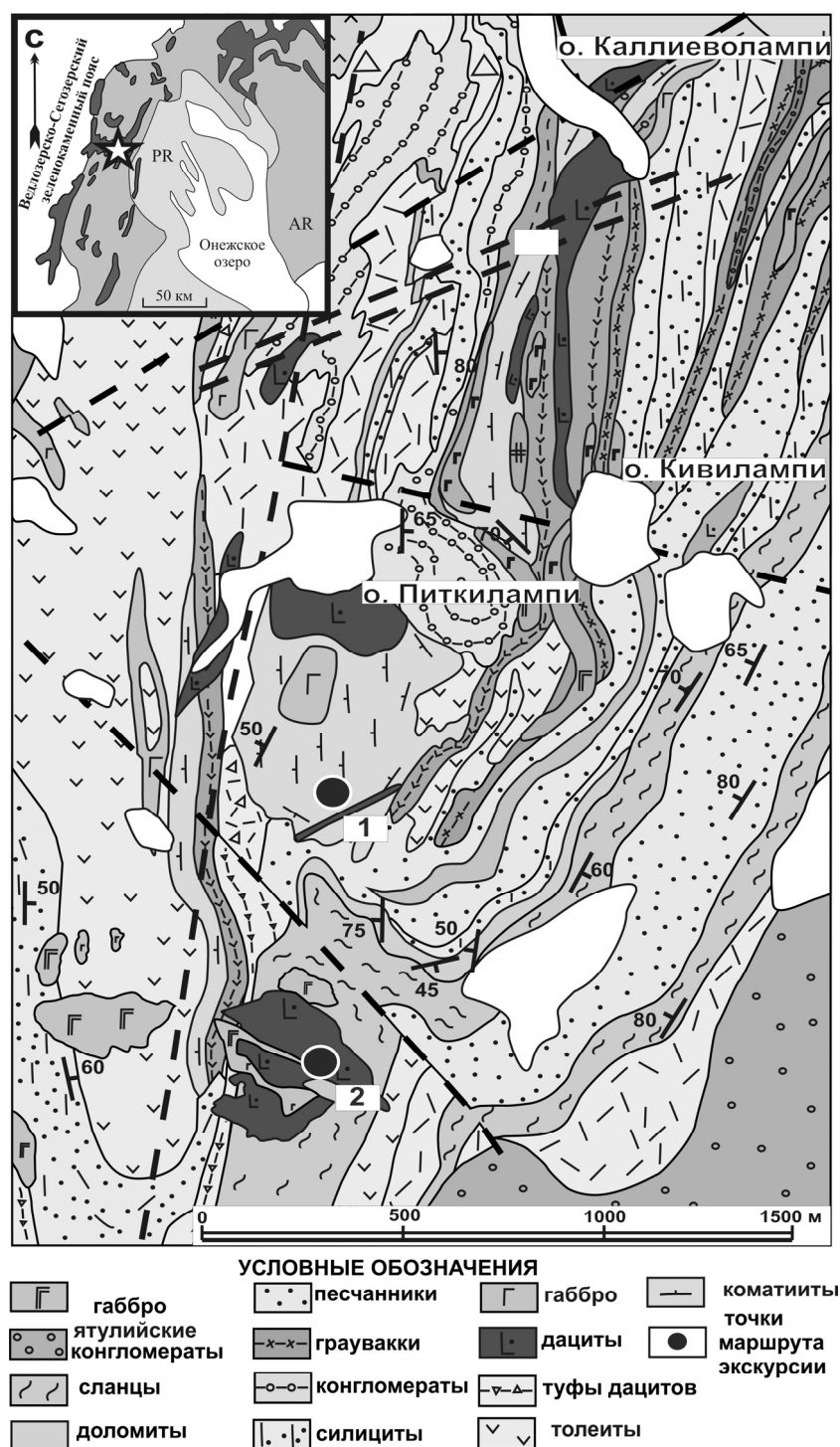
Примечание. 3 даяка дацита, 1-1 пироксенитовый коматиит, 1-2 пелитовый туф пироксенитового коматиита, 2-1 пироксенитовый коматиит со спинифекс структурой, 2-2, 2-3 перидотитовый коматиит с крупным пакетным спинифексом, 1206-1 актинолитит, 1257-5 подушечные лавы толеитов, 37-1v вариоль, 37-3m-матрикс, 39-1v вариоль, 39-2m матрикс, 16-1 серпентинит.

Таблица 9. Химические составы пород Койкарской структуры

	9-50	438-1	438-2	438-3	350-1	350-6	350-8a	350-29	350-32	350-67	14-1	14-2	14-3	10-2
SiO <sub>2</sub>	49.70	45.98	50.44	41.87	47.80	47.74	42.78	50.40	42.10	43.60	47.44	26.78	27.42	50.34
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.30	0.25	0.51	0.29	0.48	0.36	0.40	0.37	0.38	0.23	1.17	1.18	0.88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.96	6.66	4.08	11.27	6.12	7.04	9.22	11.01	8.69	8.13	6.15	18.64	19.36	15.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.55	2.04	1.83	2.84	2.12	1.74	1.40	2.18	2.63	1.78	1.61	3.17	1.94	1.83
FeO	8.47	8.30	6.83	9.40	6.82	7.62	8.91	8.84	10.20	8.91	8.63	16.76	16.52	10.34
MnO	0.144	0.20	0.22	0.18	0.11	0.20	0.16	0.16	0.16	0.14	0.24	0.24	0.25	0.155
MgO	14.87	22.92	22.62	20.68	24.49	22.02	23.34	12.36	22.11	23.20	22.06	20.66	20.31	8.44
CaO	6.16	7.46	8.88	5.70	6.31	8.55	6.52	5.81	6.58	6.56	7.42	1.12	1.33	2.23
Na <sub>2</sub> O	2.14	0.05	0.07	0.35	0.04	0.11	0.08	2.69	0.28	0.12	0.06	0.03	-	3.47
K <sub>2</sub> O	0.09	0.01	0.02	0.09	0.01	0.02	0.02	0.67	0.02	0.02	0.01	0.06	0.01	0.03
H <sub>2</sub> O	0.16	0.58	0.62	0.64	0.21	0.33	0.19	0.32	0.36	0.29	0.38	0.32	0.16	0.18
П.п.п	5.11	5.65	4.41	6.77	4.99	4.53	6.38	4.61	6.39	6.34	5.37	10.99	11.21	6.78
Cr			-	1000	2296	891	2943	739	979					
Ni			-	280	1091	540	985	125	245					
Co			-	61	73	65	83	52	68					
V			-	-	140	167	179	231	189					
Pb			-	-	6	6	12	12	6					
Rb			-	-	2	5	2	43	2					
Ba			-	-	84	88	97	137	124					
Sr			-	-	16	20	16	53	25					
Nb			-	-	4.0	3.0	6.0	2.0	3.0					
Zr			-	-	24	31	24	28	25					
Y			-	-	8	11	9	13	12					

Примечание. 9-50 массивный коматиит, 438-1 брекчированный коматиит, 438-2 – агломератовый туф, 438-3 – зона кровли с микроспинифексом., 350-1 из верхней части потока перидотитового коматиита, 350-6 – из линзы, 350-8a – из цемента, 350-29 – «габбровая» зона потока, 350-32 – зона столбчатых спинифекс, 350-67 массивный коматиит, 14-1 расланцованный коматиит, 14-2, 14-3 кора выветривания, 10-2 цемент из конгломерата (мелкозернистая граувакка).

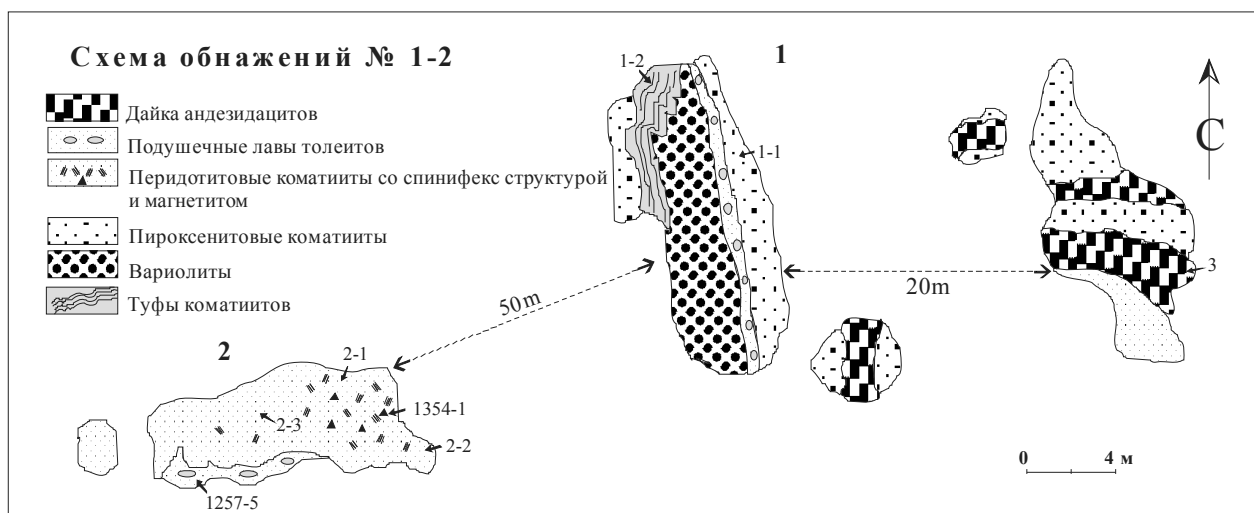
В обнажении 1 (рис. 19) наблюдается серия лавовых потоков: массивные пироксенитовые коматииты, поток подушечных базальтов, мощностью 0.3–0.7 м, интенсивно тектонизированных. Подушки уплощены и вытянуты по простиранию, при этом сохраняются зоны закалки и осветленные ядра подушек, в межподушечном пространстве отмечается силицит. Поток вариолитовых лав. На выветрелой поверхности выделяются округлые, овальные глобулы размером 3–5 см, иногда отмечаются линзы размером до 0.5–0.7 м сложенные микровариолями. Слой псаммитовых слоистых плейчированных туфов коматиитов.



**Рис. 18.** Геологическая схема Койкарской структуры (с использованием материалов С. И. Рыбакова и А. И. Световой)

**Остановка 2.** Лавовый поток коматиитов в контакте с потоком подушечных лав базальтов (рис. 20). В основании потока коматиитов мелкобрекчированная зона, представленная тальк-тремолитовым сланцем, в кровле текстура породы изменяется от массивной до брекчированной. В средней части потока, сложенной массивными породами прослеживаются зоны с реликтами спинифекс структур оливинового типа в виде короткостолбчатых, разноориентированных пакетов длиной до 15–20 мм, к ним приурочены крупные октаэдрические кристаллы магнетита. Первичный состав спинифекс-структур замещен тремолитом, антофиллитом и хлоритом, псевдоморфозы оконтуриваются мелкозернистым магнетитом.



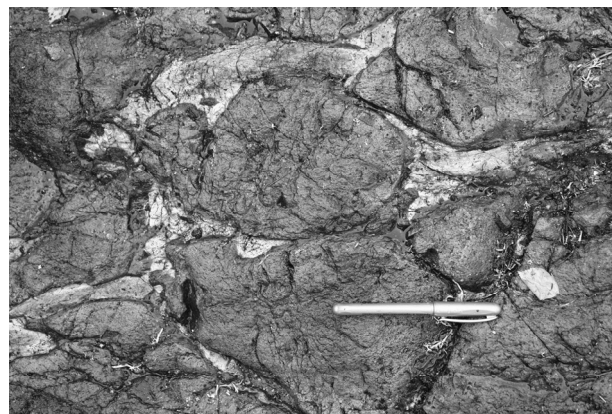


**Рис. 19.** Взаимоотношение породных литотипов в коматиит-базальтовой ассоциации Койкарской структуры

**Остановка 3.** Ряд выходов вариолитовых и подушечных лав пироксенитовых коматиитов (рис. 21). Мощность лавовых потоков изменяется от 4–5 до 15–20 м. В вариолитовых лавах глобулы распределены неравномерно, более тяготеют к кровельной части, иногда образуют скопления в виде линз в центральных частях лавовых потоков. Вариолы имеют размеры до 10–12 см, среднезернистые, присутствуют реликты радиально-лучистых структур, проявленные в тонком срастании альбита и актинолитовой роговой обманки. В минеральном составе кроме главных минералов, присутствуют: хлорит, кварц, эпидот, карбонат, магнетит. Структура матрикса гранобластовая, волокнистая, состоит из актинолита, хлорита, эпидота, тремолита, плагиоклаза, (An=53), магнетита. По химическому составу вариолы отвечают породам ряда низко-калиевых андезидацитов, а матрикс-пироксенитовым коматиитам.



**Рис. 20.** Лавовый поток коматиитов в контакте с потоком подушечных лав базальтов



**Рис. 21.** Подушечные лавы пироксенитовых коматиитов

В подушечных лавах пироксенитовых коматиитов подушки имеют размеры от 10–20 см до 2.1–2.5 м и зональное строение: **зона закалки**, мощностью до 1–2 см, афанитовая порода, отвечающая по составу пироксенитовому коматииту, **массивная краевая зона**, мощностью 10–30 см, мелкозернистая, состава пироксенитового коматиита, редко содержит отдельные мелкие вариолы размером до 1 см, **центральная зона** составляет основную часть подушки, очень часто содержит большое количество мелких 0.3–1.5 см вариолей, иногда сливающихся и образующих большие пятна в центре подушек. Геохимически вариолиты подушечных лав не отличаются от вариолей из массивных лавовых потоков. Межподушечное пространство заполнено раздробленной лавой и хемогенным силицитом. По ходу маршрута до номера 4 встречаются выходы рассланцованных подушечных лав пироксенитовых коматиитов с вариолитовой структурой в подушках. В некоторых расчистках видны контакты подушечных и массивных лав пироксенитовых коматиитов.

**Остановка 4.** Вариолитовые лавы пироксенитовых коматиитов (рис. 22). В северной части обнажения контакты лавового потока вариолитов, массивных брекчированных лав и подушечных лав. Вариолы наблюдаются во всех частях потока. Самая распространенная форма глобул округлая, овальная, при размерах от 1 до 10 см. Часто наблюдается деформация вариолей, коалесценция глобул, у большинства видна четкая граница фазового раздела. В обнажении проявлены все стадии коалесценции глобул, от их столкновения до полного слияния с преодолением границ фазового раздела. Микроскопическое изучение образцов и шлифов позволило описать зональное строение глобул. **Краявая зона:** мощностью 2–8 мм состоит из мелкозернистых игольчатых сростаний альбита и актинолитовой роговой обманки. **Внутренняя зона:** мощностью от 0.4 до 4 см имеет более крупнозернистое строение, минеральный состав: хлорит, эпидот, кварц. **Ядро** отличается более крупным строением, присутствием карбоната, заполняющего возможно ранее существовавшие газовые пустоты.

**Остановка 5.** Выходы массивных пироксенитовых коматиитов, в контакте с ними находятся мелкообломочные агломератовые туфы пироксенитовых коматиитов (рис. 23). В агломератовых туфах обломочная часть состоит из литокласт лав коматиитов и туфов размером от 3 до 10 см, обломки освещены, более темный цемент сформирован мелкообломочным туфовым материалом. По химическому составу туф отвечает пироксенитовым коматиитам. По ходу движения слева в обрыве выходы туфов коматиитов с переслаиванием мелкообломочного агломератового и лапиллиевых материала.

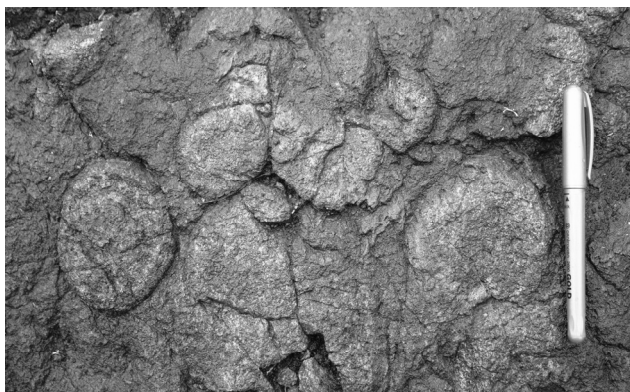


Рис. 22. Вариолитовые лавы пироксенитовых коматиитов



Рис. 23. Мелкообломочные агломератовые туфы пироксенитовых коматиитов

На этом обнажении экскурсионный маршрут в точке 1 заканчивается, передвигаемся дальше по дороге Гирвас Койкары на 4-й км. Тропа, ведущая на дорогу, пересекает пачку коматиитовых лав и туфов.

## Точка 2. Проявление кислого мезоархейского вулканизма в Койкарской структуре

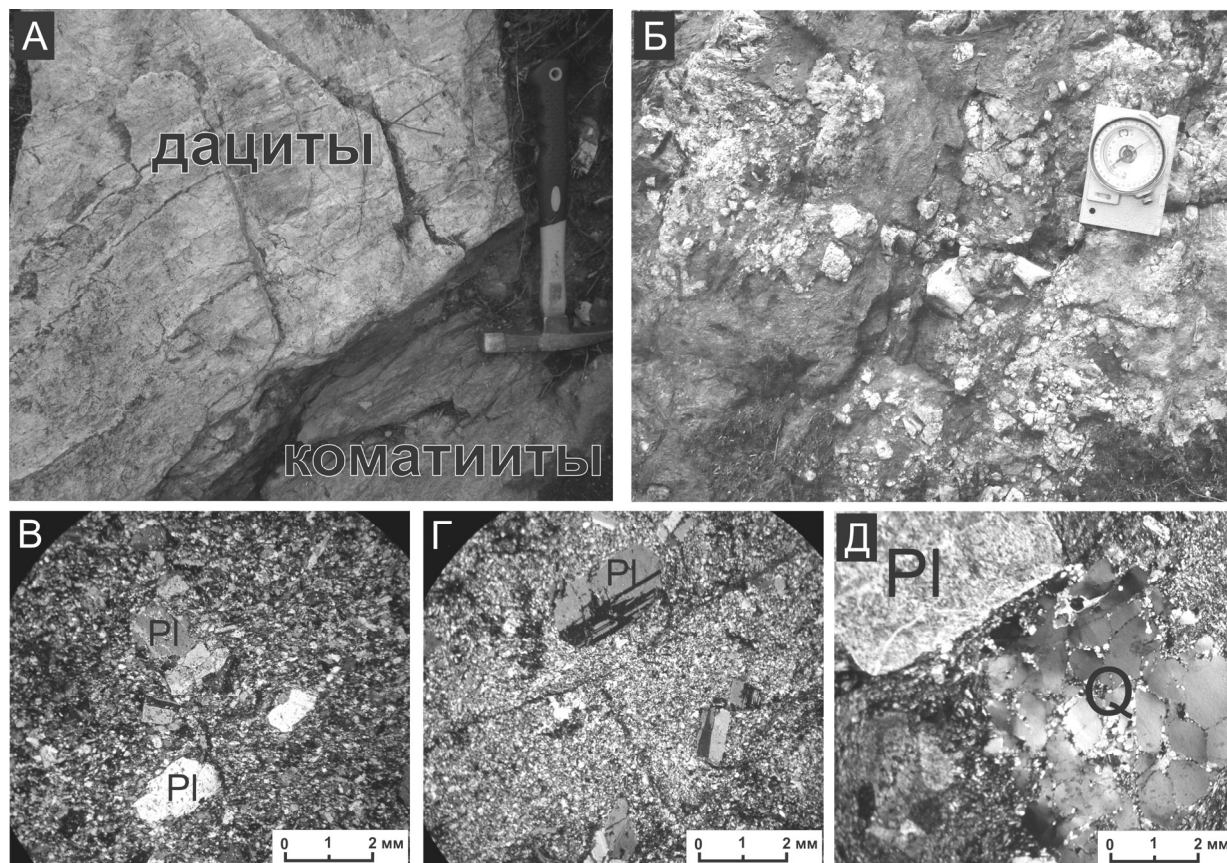
**Дайки** распространены в центральной и северной частях Койкарской структуры. Они имеют субмеридиональное простирание и субвертикальные углы падения. Мощность тел составляет от 5 до 15 м. Дайки секут вмещающие их коматиит-базальты Койкарской структуры и имеют четкие извилистые контакты, без апофизов. Внутреннее строение тел – однородное, без зон закалок.

Дайки сложены породами с массивной текстурой и порфировидной структурой (рис. 24 в). Вкрапленники выполнены альбитизированным олигоклазом ( $An=10-15$ ), размером до 3 мм по длинной оси. Основная масса сложена кварцем и фенгитом с размером зерен  $<1$  мм. Второстепенные минералы представлены хлоритом, эпидотом, апатитом, цирконом, рутилом и монацитом. Рутил формирует зерна неправильной формы, размером до 40 мкм.

**Субвулканические тела.** Центральное тело расположено на южном берегу оз. Питкилампи (рис. 18). Оно имеет овальную в плане форму и его размер составляет  $70 \times 40$  м<sup>2</sup>. Субвулканическое тело прорывает коматииты. Четкий, извилистый контакт обнажается вдоль южной береговой линии озера (рис. 24 а, б). Внутреннее строение тела однородное. Породы субвулканического тела имеют порфировидную структуру (рис. 24 г). Порфировые вкрапленники представлены сосюртитизированным олигоклазом, размером до 3 мм и кварцем до 2 мм по длинной оси. Вкрапленники кварца резорбированы. Тонкокристаллический матрикс сложен кварцем, фенгитом и альбитом. Второстепенные минералы представлены хлоритом, эпидотом, апатитом, цирконом, пиритом, рутилом и магнетитом.

Южное субвулканическое тело имеет размер  $100 \times 90$  м<sup>2</sup> и неправильную в плане форму. Слагающие его породы имеют порфировидную структуру. Наблюдается две генерации вкрапленников – крупные и мелкие (рис. 24 д). Крупные вкрапленники выполнены таблитчатым олигоклазом и кварцем в соотношении 3:1.

Мелкие вкрапленники выполнены округлыми зернами полевых шпатов и кварца в соотношении 1:1. Матрикс сложен полевым шпатом и кварцем. Наблюдается развитие по плагиоклазу фенгита размером до 50 мкм, эпидота и кальцита. Второстепенные минералы представлены хлоритом, эпидотом, апатитом, цирконом, сфалеритом, пиритом и гематитом.

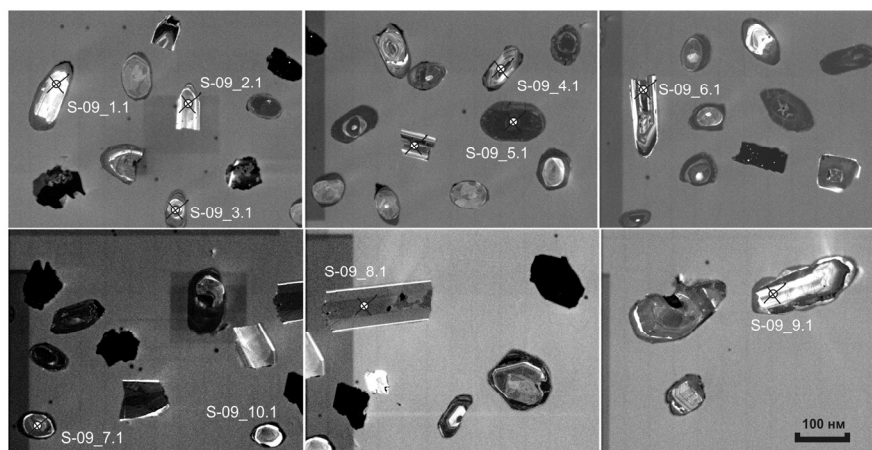
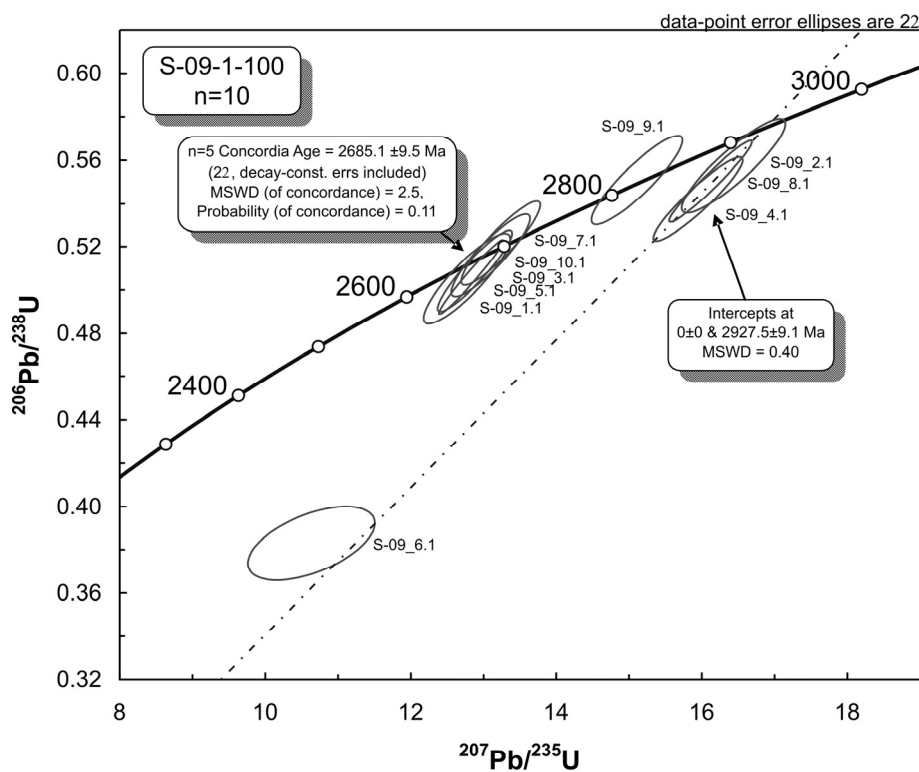
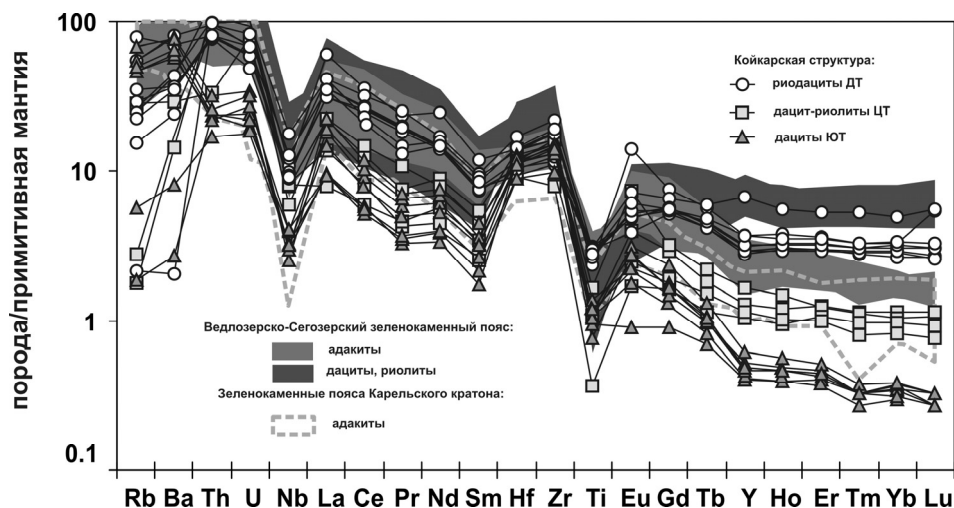


**Рис. 24.** А, Б – Фотографии обнажений: А – контакт дацитов с коматиитами Койкарской структуры, Б – кислый туфовый материал в зоне контакта; В, Г, Д – Микрофото шлифов пород: В – дайкообразного тела, Г – центрального и Д – южного субвулканического тела

Породы центрального тела варьируют по составу от риолитов (центральная часть тела) до дацитов (приконтактовая зона). По содержанию  $K_2O$  (0,1–0,76 вес. %) относятся к низко-калиевой серии пород и характеризуются высокой магнезиальностью ( $Mg\# = 0,43–0,58$ ). Наблюдается уменьшение содержания ряда элементов в породах от края к центру тела: глинозема от 14,8–15,3 до 13,04 вес. %, суммарного железа от 1,91–4,43 до 1,8 вес. %, титана от 0,2 до 0,08 вес. % и никеля от 8,24–73,01 до 4,21 вес. %. По содержанию Sr, Y, La и Yb попадают в поле переходное от дифференцированной АДР-серии к адакитовой (рис. 25). Содержание Rb и Ba в породах изменяется от 2 до 27 и от 14 до 46 г/т, соответственно. Дацил-риолиты центрального тела характеризуются фракционированным спектром распределения РЗЭ ( $La/Yb_{(pm)} = 10–22$ ), отрицательными аномалиями по Ti и Nb и положительными по Hf и Zr (рис. 25).

Породы южного тела по содержанию суммы щелочей и кремнезема относятся к дацитам. По содержанию  $K_2O$  (0,05–2,71 вес. %) породы находятся в области от низко- до высоко-калиевой серии пород. Характеризуются высокой магнезиальностью ( $Mg\# = 0,5–0,63$ ) и по содержанию  $MgO$  (2,7–4,3 вес. %) их можно отнести к высоко-Mg породам. Для них свойственно высокое содержание глинозема ( $Al_2O_3 = 13–15$  вес. %), железа ( $FeO^* = 4,53–5,67$  вес. %), титана ( $TiO_2 = 0,33–0,6$  вес. %), никеля ( $Ni = 22–38$  г/т) и хрома ( $Cr = 52–75$  г/т). По содержанию Sr, Y, La и Yb попадают в поле, характерное для дифференцированной АДР-серии (рис. 25). Имеют сильно варьирующее содержание Rb и Ba (2–50 и 15–558 г/т, соответственно). По содержанию Nb (6,4–9,1 г/т) дациты южного тела можно характеризовать, как Nb – обогащенную серию и высоко-Si адакиты (Martin et. al., 2005). Для них характерен фракционированный спектр распределения РЗЭ ( $La/Yb_{(pm)} = 8–18$ ) и отрицательные аномалии по Ti и Nb и положительные по Hf и Zr (рис. 25).

**Рис. 25.** Распределение редких элементов в породах Койкарской структуры и адakitовой и дацит-риолитовой серий Карельского кратона. Нормировано по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989)



**Рис. 26.** U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из риодацитов Койкарской структуры и зерна изученных цирконов в катодолуминесцентном излучении (Неопубликованные данные Светова С.А. и Гоголева М.А.)

U-Pb изотопное датирование цирконов из риодацитов даек позволило определить возраст их формирования (рис. 26). Проба 1-7, весом 15 кг, бралась из дайки, мощностью 5 м, секущей коматиитовые лавы. Из нее было выделено 41 зерно циркона. Исследуемые зерна образуют две группы: удлинённо-призматические, размером до 100 нм и короткопризматические с округлыми краями, размером до 50 нм. Во многих зернах сохранилась тонко-концентрическая зональность.

Среди зерен циркона выделены магматические с  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.56\text{--}1.37$  (среднее значение по пробам 0.95) и метаморфические с  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.02\text{--}0.44$  (среднее значение по пробам 0.11). Для магматических цирконов получен возраст – 2927,5±9.1 млрд лет. Метаморфическая популяция зерен имеет возраст 2685.1±9.5 млн лет.

### Объект 15 (Кивач)

Водопад Кивач. Он находится в центре одноименного заповедника федерального уровня. Государственный заповедник «Кивач» был организован в 1931 году с целью охраны и восстановления эталонного участка среднетаежной подзоны европейской части России. В нем на протяжении десятилетий ведутся комплексные и мониторинговые исследования. Основную ценность заповедника площадью 10 870 га представляют спелые хвойные леса: сосняки – 42%, ельники – 32%, вторичные древостои – более 20%. В небольшом числе встречаются широколиственные деревья – вяз шершавый, липа, черная ольха. Средний возраст лесов – 120 лет, при возрасте отдельных сосен 300–350 лет. Флора насчитывает более 580 видов сосудистых растений и 193 вида листостебельных мхов. Зарегистрировано 268 видов наземных позвоночных, 24 вида рыб, 977 видов насекомых. Некоторые виды растений и птиц занесены в Красные книги России и Карелии. Геологическое строение территории заповедника еще слабо изучено. Проведенные авторами в 1997–98 гг. рекогносцировочные геологические исследования на территории, примыкающей к водопаду Кивач, позволили составить схематическую карту участка (рис. 27). Он расположен на северо-западном крыле крупной Кончезерской антиклинали, сложенной осадками и вулканитами заонежского и суйсарской свит, которые прорываются габбро-долеритами и долеритами палеопротерозоя, изотопный возраст которых пока не определен.

Породы полого под углами 10–15° падают на ВСВ, только в зонах разломов углы падения становятся более крутыми. Среди пород заонежской свиты преобладают шунгитовые сланцы, кремнистые сланцы и пелиты, реже наблюдаются лавы базальтов и андезитов. Суйсарская свита представлена туфами базальтов, среди обломочного материала наиболее широко представлены глыбы и остроугольные обломки шунгитовых и кремнистых сланцев заонежской свиты. Пачка суйсарских туфов прослежена вдоль р. Суны на расстоянии более 2,5 км.

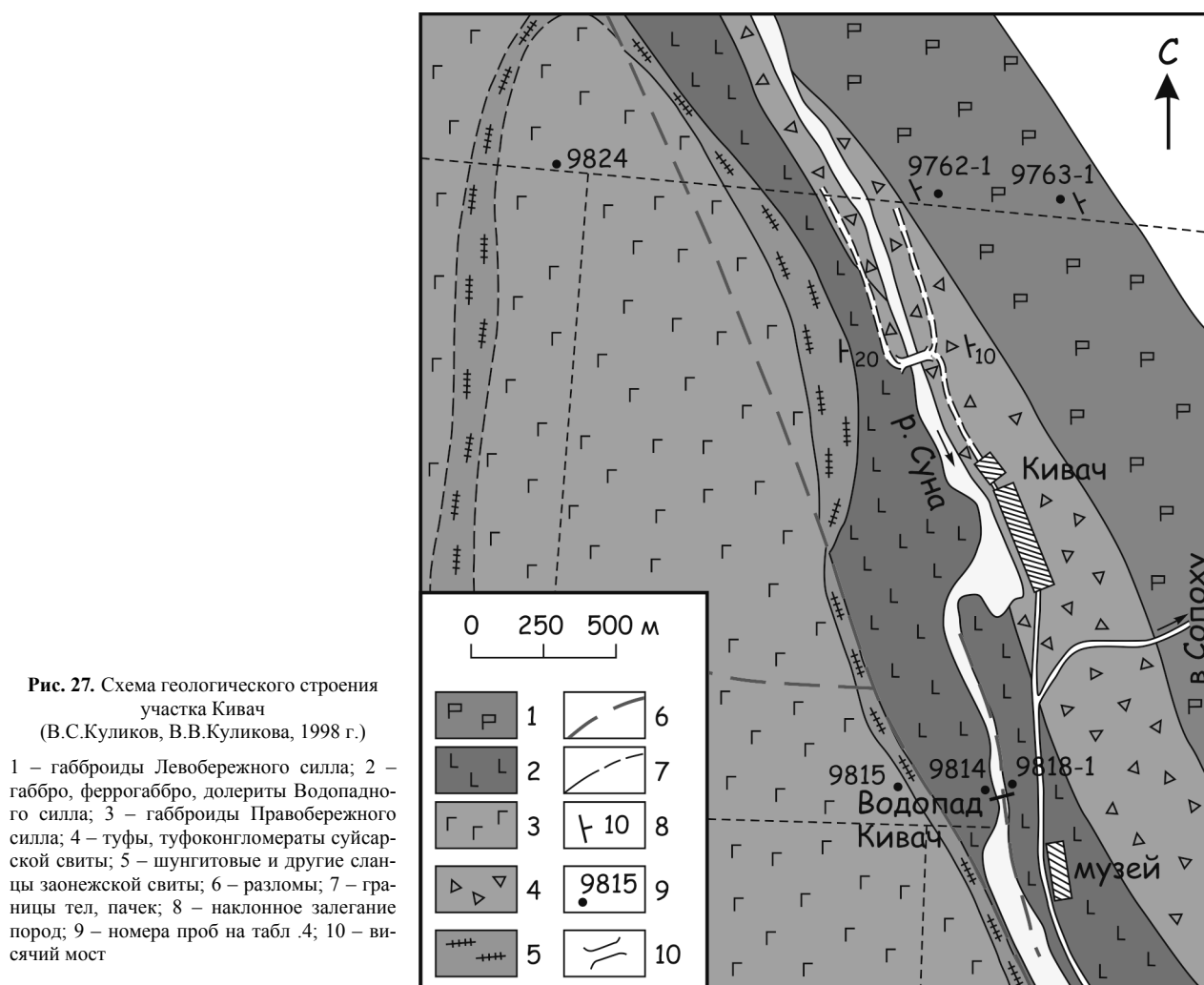
Преобладающее распространение на участке имеют габбро-долериты. Выделены 3 крупных тела, которые в зависимости от положения относительно р. Суны получили название Левобережный, Правобережный и Водопадный (рис. 27). Каждый из этих силлов имеет мощность в раздувах до 100 м.

Эти силлы различаются по химическому составу, главным образом, по содержанию железа, кальция и титана (табл. 10) и, вероятно, по возрасту.

Наибольшее внимание экскурсантов привлекает Водопадный силл, именно на нем расположен водопад Кивач. Название Кивач, вероятно, происходит от финского слова «Киви» – камень. До постройки в предвоенное время Гирвасской ГЭС и отвода воды реки Суны в другую водную систему (оз. Сандал) этот водопад был весьма величествен. Он является вторым по высоте падения воды (11 м) среди равнинных водопадов Европы.

Участники экскурсии могут наблюдать зону дробления в теле габбро-долеритов субмеридионального направления совпадающую с руслом р. Суны и в ее пределах зонки милонитизации. На левом берегу в 10–20 м от русла реки среди долеритов наблюдается шаровая отдельность, природа которой дискуссионна: или это подушечная отдельность, типичная для базальтов, изливающихся в водоемы, или специфическая отдельность, возникающая при выветривании массивных пород. Если при дальнейшем исследовании подтвердится 1-й вариант, тогда следует считать данное тело не силлом, а крупным лавовым покровом. Данное магматическое тело основного состава дифференцировано, имеет более меланократовый состав в подошве (правый берег) и мезократовые в кровле (левый берег). В зоне дробления породы имеют бурую окраску и повышенное содержание окисного железа (табл. 10).

Академик Г.П. Гельмерсен в годы своего путешествия в Олонецкой губернии интересовался «исполиновыми котлами» – это различных размеров округлые углубления на поверхности обнажений горных пород в речных руслах и прибрежной части водоемов. Такие углубления с овальным дном и гладкими стенками похожи на банные чугунные котлы. Размеры их порой достигающие нескольких метров в диаметре, наводили на мысль об огромных, исполинских усилиях, затраченных на их образование. Отсюда и появилось название «исполиновые котлы» (Соколов, Эрте, 1984). В Фенноскандии, где они имеют широкое распространение, бытовали предания, согласно которым творцами «котлов» были мифические великаны – ятулы, якобы населявшие этот край.



**Таблица 10.** Химические составы габбро-долеритов участка Кивач

Компоненты	Водопадный силл			Левобережный силл		Правобережный силл	
	98141	9818	9818-1	9762-1	9763-1	9824	9815
SiO <sub>2</sub>	48,69	48,46	51,56	47,84	48,92	46,60	50,16
TiO <sub>2</sub>	1,87	2,69	2,49	1,17	1,17	3,01	1,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,79	11,37	11,68	14,45	14,45	12,22	13,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,72	8,04	4,24	2,08	2,74	4,38	2,60
FeO	8,97	9,44	12,13	9,12	9,63	14,25	11,21
MnO	0,29	0,20	0,25	0,19	0,20	0,24	0,20
MgO	6,47	5,72	4,38	8,22	6,57	5,34	6,58
CaO	8,15	5,35	3,76	10,15	10,29	8,89	5,72
Na <sub>2</sub> O	2,23	2,38	3,38	2,08	2,20	2,29	1,81
K <sub>2</sub> O	0,80	1,48	1,14	0,50	0,27	0,76	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,25	0,54	0,14	0,16	0,25	0,19
nnn	3,25	4,09	3,85	3,05	3,07	1,65	4,42
NiO	0,010	0,005	0,004	0,020	0,010	0,006	0,012
CoO	0,007	0,007	0,006	0,007	0,006	0,008	0,007
CuO	0,024	0,027	0,087	0,007	0,011	0,019	0,029
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,013	0,003	0,003	0,017	0,020	0,003	0,017
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,080	0,067	0,022	0,040	0,062	0,117	0,053
Сумма	99,62	99,59	99,54	99,59	100,04	100,20	99,71

Г.П. Гельмерсен наблюдал эти котлы в районе Хельсинки, на Ладожском озере, а в Олонецком крае, «во многих местах видел условия для их возникновения, так например, прекрасные водопады Кивач, Порпо-рог, Гирвас, а котлов не встречал».

В те времена вода на р. Суне была очень велика и исполиновые котлы, которые сейчас можно наблюдать на Киваче, очевидно были скрыты от глаз наблюдателя водным потоком. В настоящее время наиболее крупный котел установлен в русле реки у левого берега на 2-м каскаде водопада.

Кроме геологических объектов, участники экскурсии могут посетить музей заповедника «Кивач» и более детально ознакомиться с его достопримечательностями.

#### Список литературы

- Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1983. 192 с.
- Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.
- Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. и др. Геохронология циркона (Shrimp) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 3. С. 19–41.
- Кожевников В.Н., Скублов С.Г. Детритные цирконы из архейских кварцитов Маткалахтинского зеленокаменного пояса. Карельский кратон: гидротермальные изменения, минеральные включения, изотопные возрасты // ДАН. 2010. Т. 430, № 5. С. 681–685.
- Кожевников В.Н., Скублов С.Г., Марин Ю.Б. и др. Хадей-архейские детритовые цирконы из ятулийских кварцитов и конгломератов Карельского кратона // ДАН. 2010. Т. 431, № 1. С. 1–5.
- Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.
- Куликов В.С., Симон А.К., Куликова В.В. и др. Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области в архее / Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 92–100.
- Куликов В.С., Слюсарев В.Д., Кочнев-Первухов В.И. и др. Суйсарский базит-ультрабазитовый комплекс Онежского синклинария / Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии Л.: Наука, 1976. С. 98–109.
- История геологических исследований и горного дела в Карелии. Перспективы на будущее. Карело-Финляндские связи. Путеводитель международной конференции посвященной 300-летию учреждения Приказа рудокопных дел России и 80-летию республики Карелия (Научные редакторы: В.Я.Горьковец, В.С.Куликов). Петрозаводск 2000. С. 48.
- Левченко О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области / Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 63–72.
- Лобач-Жученко С.Б., Глебовицкий В.А., Арестова Н.А. Мантийные источники вещества Водлозерского домена Фенноскандинавского щита // ДАН. 2009. Т. 429, № 2. С. 223–226.
- Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А., Левченко О.А. и др. Водлозерский гнейсовый комплекс раннего архея и его структурно-метаморфическая эволюция / Изотопная геохронология докембрия. Л., 1989. С. 14–45.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
- Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 13 с.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия). Ответственные редакторы: Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск. 2011. 433 с.
- Путеводитель геологических экскурсий по Карелии ИГКАРНЦ РАН, 2000, 52 с.
- Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликова В.В. и др. Коматииты Водлозерского блока (Балтийский щит) // ДАН СССР. 1991. Т. 317, № 1. С. 197–202.
- Ресурсы и геохимия подземных вод Карелии. Петрозаводск, 1987, 151 с.
- Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.
- Светов А.П., Голубев А.И. Вулканические аппараты в ятулии (среднем протерозое) Центральной Карелии / Проблемы осадочной геологии докембрия, М.: Недра, 1971. Вып. 3. С. 244–252.
- Светов А.П., Голубев А.И. Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии // ДАН СССР. 1967. Т. 77, № 1. С. 164–167.
- Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.
- Светова Е. Н., Светов С. А., Степанова А. В., Парамонов А. С. Перспективы использования прецизионного метода LA-ICP-MS для решения проблемы типоморфизма кварца // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 14. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. С. 184–189.
- Сергеев С.А., Бережная Н.Г. Изотопно-минералогические исследования цирконов из гранитогнейсового комплекса пород района среднего течения р. Водла (юго-восточная Карелия) / Совр. данные изотопной геохимии и космохимии. Л., 1985. С. 118–124.
- Сергеев С.А., Бибилова Е.В., Левченко О.А. и др. Изотопная геохронология Водлозерского гнейсового комплекса // Геохимия. 1990, № 1. С. 73–83.
- Сергеев С.А., Бибилова Е.В., Матуков Д.И. и др. Возраст пород и метаморфических процессов Водлозерского комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb изотопными методами на ионном микрозонде SHRIMP-II) // Геохимия. 2007. № 2. С. 229–236.



Сергеев С.А., Левченко О.А., Лобач-Жученко С.Б. и др. 3,5 млрд лет – древнейший возраст, установленный для докембрия Балтийского щита // ДАН СССР. 1989. Т. 308, № 4. С. 942–945.

Смолюкин В.Ф., Шарков Е.В. Древний циркон (3,8 млрд лет) в раннепротерозойских вулканитах Восточной Карелии как свидетельство существования раннеархейской коры // Межд. конф. «Геология: история, теория, практика». М., 2009. С. 232–234.

Соколов В.А., Эрте Г.А. Академик Г.П. Гельмерсен в Карелии. Петрозаводск Карелия 1984 г. 64 с.

Степанова А.В., А.В. Самсонов, А.Н. Ларионов. Заключительный эпизод магматизма Среднего Палеопротерозоя в онежской структуре: данные по долеритам Заонежья // Труды КарНЦ РАН. No 1. Сер. Геология Докембрия. 2014. С. 3–17.

Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б. и др. Возраст даек в древних тоналитах Водлозерского террейна – ключ к эволюции базитового магматизма в архее Фенноскандинавского щита // ДАН. 2009 а. Т. 428, № 4. С. 508–510.

Boynton, W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 1984. P. 62–114.

Hannah, J.L., Stein, H.J., Zimmerman, A., Yang, G., Markey, R.J., Melezhik, V.A., 2006. Precise 2004±9 Ma Re-Os age for Pechenga black shale: comparison of sulfides and organic material. Geochim. Cosmochim. Acta 70, A228.

Hart S.R., Zindler A., In search of a bulk-earth composition // Chem. Geol. 1986. Vol. 57. P. 247–267.

Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Doherty W., Fedorenko V.A. Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // Contrib. Mineral. Petrol., 1990. Vol. 104.

Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulayev V.P., Sergeev S.A. et al. Archaean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite greenstone terrain) // Precam. Res. 1993. V. 62. P. 375–379.

Martin A.P., A.R. Prave, D.J. Condon, A. Lepland, A.E. Fallick, A.E. Romashkin, P.V. Medvedev, D.V. Rychanchik Multiple Palaeoproterozoic carbon burial episodes and excursions // Earth and Planetary Science Letters 424 (2015) 226–236.

Priyatina, N., Khudoley, A.K., Ustinov, V.N., Kullerud, K., 2014. 1.92 Ga kimberlitic rocks from Kimozero, NW Russia: their geochemistry, tectonic setting and unusual field occurrence. Precambrian Res. 249, 162–179.

Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W. et al. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2,0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. № 130. P. 134–153.

Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W. Precise Re-Os mineral isochron and Pb-Nd-Os isotope systematics of a mafic-ultramafic sill in the 2,0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // Earth Planet. Sc. Lett., 1999. V. 170. P. 447–461.

Wedepohl K. H., Hartmann G. The composition of the primitive upper earth's mantle // Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths / Meyer H.O. A. and Leonardos O.H. (Ed.). Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Rio de Janeiro, 1994. N 1. P. 486–495.



## **ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСКУРСИЯ: ТУЛМОЗЕРСКИЙ ЗАВОД – РУДНИКИ РОГОСЕЛЬГИ – «РУСКЕАЛЬСКИЙ ГОРНЫЙ ПАРК»**

В ходе данной экскурсии предоставляется возможность познакомиться с одними из наиболее интересных и значимых достопримечательностей горно-индустриального наследия южной Карелии. Экскурсия проходит по трассе А-121 «Сортавала».

### **Тулмозерский завод – рудники Рогосельги**

**Составлено по материалам Шекова К.В., Потравнова А.Л., Хмельник Т.Ю.,  
Горьковца В.Я., Раевской М.Б.**

Тулмозерский рудный парк был благоустроен для посещения туристами в ходе реализации крупного международного проекта «Дорога горных промыслов». Благодаря проекту были описаны и введены в туристический оборот многие памятники природы и индустриальной истории, включая выходы горных пород, места горных разработок, заброшенные шахты и штольни, горноперерабатывающие и металлургические заводы.

Особенностью Тулмозерского чугунолитейного завода, как памятника истории, являются его частично разрушенные корпуса и находящиеся неподалёку рудники, вместе – позволяющие воссоздать полноценный производственный комплекс по добыче и переработке железорудного сырья конца XIX – начала XX века. Предприятие работало недолго, за весь срок выпустив всего 518866 пудов (или около 8 300 тонн) чугуна. Любопытно отметить, что строительство этого завода, его кратковременная активность и скорое закрытие – лишь малая часть его полной истории, включающей многолетнее геологическое изучение прилегающей местности и проектирование завода. Таким образом, Тулмозерский рудный парк позволяет логически увязать между собой целый ряд наук: геологию, историю, экономику и технологию.

Из производственных сооружений Тулмозерского завода сохранились: здание мастерской, шихтарня с основанием для малой «шведской» домны, литейный корпус, котельное и машинное отделения (рис. 1). Почти все подземные горные выработки, откуда на завод поставлялась руда, сейчас являются затопленными. Единственным исключением в этом ряду является Рогосельгская штольня, но ввиду ветхого состояния крепей и следов свежих обвалов она не гарантирует безопасности при посещении.



**Рис. 1.** Современный вид заводских корпусов

Исследователями были внимательно проанализированы материалы личного архива Великого князя Петра Николаевича, протоколы заседаний Правления Санкт-петербургского международного коммерческого банка, опубликованные отчёты геологов, документы советской эпохи и др. На базе этих документов подготовлена экскурсия.

### **Объект 1. Деревня Колатсельга и завод Ивана Бармина**

Первые поселения появились на этой земле еще в XVI веке, но поскольку граница находилась поблизости, эти поселения были немногочисленными и малонаселёнными. Интерес к этой территории был связан с подозрениями на большие запасы гематита, но разработка отдельных рудопроявлений велась крестьянами и раньше.

В 1785 и 1812 годах Онежское и Ладожское озёра, а также окрестности обследовал Академик Н.Я. Озерецковский. В изданных по итогам его путешествий книгах был упомянут и Тулмозерский завод, по имени своего владельца, названный «завод Ивана Бармина». Это предприятие проработало с 1762 до 1778 год и находилось близ деревни Гилкожа на южной оконечности Тулом-озера. Основным сырьём выступала озёрная и болотная руда, гематит использовался в меньшей мере.

Металлургическое производство всегда требовало большого оборотного капитала. В отличие от многих крестьян, у олонекского купца И.С. Бармина имелись денежные средства в достаточном для этих целей объёмах. Он был судовладелец и лесопромышленник, имел в собственности значительную долю от Тивдийского сталльного завода. Всё имущество завода Бармина оценивалось в 57 840 рублей, доля самого Бармина составляла 34 272 руб. По описи 1779 года, заводские постройки включали в себя плотину, домну, сыродутную крицовую фабрику, молотовую фабрику, несколько мастерских для производства кровельного железа, якорей, и изготовления кос и топоров, лесопилку и мукомольную мельницу (рис.2). Производительность завода не превышала 3,5 тысяч пудов в год. Производство остановилось в связи с недостатком денежных средств и осложнений с вольнонаёмной рабочей силой в условиях параллельного и довольно динамичного развития в регионе лесной промышленности (Васильевская, 1954).



**Рис. 2.** Тулмозерский завод. Фото из фондов НАРК

Всем собственникам Тулмозерского завода, с 1880 г. приходилось решать одни и те же проблемы: преодоление территориальной оторванности завода, строительство путей сообщения и решение проблем дешёвого транспорта, необходимость концентрации крупных оборотных средств, снижение издержек при добыче руды, поиск рабочей силы.

### **Объект 2. Тулмозерский рудный парк: экспозиция об истории завода**

Интерес к Тулмозерскому чугунолитейному заводу вызван в связи с участием в его судьбе высокопоставленных лиц: Великих князей Николая Николаевича и его сына – Петра Николаевича, министра финансов России, графа Е.Ф. Канкрин, директора Санкт-Петербургского международного коммерческого банка

А.Ю. Ротштейна и Председателя Совета Народных Комиссаров Карельской АССР Э.А. Гюллинга. Немаловажно отметить, что геологическим изучением этой территории занимались известные учёные К.А. Кулибин (внук знаменитого механика и сын не менее выдающегося геолога), И.В. Мушкетов, А.А. Иностранцев – целью которых было научное обоснование коммерческих перспектив разработки месторождения.

В середине XIX века актуальной стала проблема развития российской промышленности – темпы добычи железа сильно отставали, а без него промышленный переворот был неосуществим. Банкир А.Ю. Ротштейн, главный акционер АО «Сталь», планировал строительство в Олонецкой губернии целого металлургического холдинга с несколькими заводами, и по этой причине инициировал геологоразведки в различных железорудных районах Карелии и взял в аренду несколько десятков озёр. До 1897 года сомнений в успехе дела у него не было.

История геологических исследований Тулмозерского месторождения железной руды представляется более широкой и не менее интересной, чем история предприятия, построенного здесь в 1896 г. акционерным обществом «Сталь». Первые попытки научного изучения этой территории относятся к 1838 году, когда управляющий Олонецкими горными заводами полковник Р.А. Армстронг направил в Тулмозеро первую геологическую экспедицию. В январе 1842 года в связи с намерением российского министра финансов, главного управляющего штабом корпуса горных инженеров Е.Ф. Канкрин организовать на р. Лососинке ещё один завод по производству железнодорожных рельс, изучение Тулмозерского рудопоявления было продолжено. Горный инженер Комаров работу саботировал, ограничившись обследованием поверхностных выходов горной породы и сделав вывод, что месторождение безнадежно. Он был обеспокоен тем, что мощность жил составляет всего несколько вершков<sup>1</sup>, и что на пути жилы часто встречаются прослойки и желваки кварца. Похожие сомнения были озвучены и К.А. Кулибиным, командированным для изучения рудопоявления в 1872 году. Заложив несколько разведочных канав и четыре вертикальные выработки, Кулибин сделал вывод, что Тулмозерское рудопоявление содержит несколько рудных тел секущего характера, но мощность жил оставляет желать лучшего, а крепость вмещающей горной породы удорожает добычу. В дальнейшем специалисты дискутировали, прежде всего, по поводу объёма запасов руды. Направление простирания рудных тел и их мощность интересовали их в меньшей степени, а вопросов рентабельности разработки этого рудопоявления геологи вообще старались не касаться.

В мае 1896 года инициатор создания акционерного общества «Сталь» Великий Князь Пётр Николаевич и Директор Санкт-Петербургского коммерческого банка А.Ю. Ротштейн договорились о том, что если геологами будут доказаны «запасы» полезного ископаемого Тулмозерского месторождения железной руды не менее 900 миллионов пудов<sup>2</sup> при содержании железа не менее 50% и кремния не более 10%, то банк берёт на себя обязательство о выкупе 33 500 акций акционерного общества «Сталь». Летом того же года эту территорию обследовали геологи и горные инженеры, направленные как со стороны банка, так и со стороны Великого князя Петра Николаевича. Итоговое обсуждение состоялось на заседании правления акционерного общества «Сталь» 26 августа 1896 года, но достигнуть компромисса не удалось, и 3 сентября 1896 года материалы были переданы на заключение и экспертизу профессору Горного института, действительному статскому советнику горному инженеру И.В. Мушкетову. Он указал, что любые оценки объёмов запасов руды без бурения хотя бы на сто метров и прохождения разведочных шахт будут «только вероятными». Мушкетов выдвинул предположение, что запасов должно хватить на несколько лет, предложил прекратить бесплодный спор и приступить к работе, а дальнейшие разведки осуществлять по мере прохождения горных выработок. Эта точка зрения убедила Ротштейна вложиться в строительство завода.

После банкротства предприятия и нескольких лет запустения, месторождением железной руды заинтересовался Председатель Совета Народных Комиссаров Карельской АССР Э.А. Гюллинг, который планировал использовать минеральное сырьё для снабжения Онежского металлургического завода. В задачи геологоразведочной партии под руководством Ю.С. Желубовского входили геологическая съёмка в масштабе 1:50000 площади 185 км<sup>2</sup>, разведка рудных залежей и подсчёт запасов. Планы по форсированному восстановлению металлургического завода были перечёркнуты затяжкой с проведением подсчёта запасов железной руды. В течение 1930–1931 гг. было сделано около двух десятков скважин общей продолжительностью до двух километров. Объём запасов Тулмозерского месторождения был оценен геологами до 900 тыс. тонн, но перспективы промышленной добычи не внушали у них оптимизма.

В 1934 году завод был поставлен на консервацию.

Московский купец Н.А. Варенцов, который занимался оптовой торговлей хлопком и шерстью, лично к истории акционерного общества «Сталь» никакого отношения не имел, но был знаком с теми, кто вложился в это предприятие и прогорел. В 2011 году в издательстве «Новое Литературное Обозрение» были изданы его

<sup>1</sup> 1 вершок – 4,4 см.

<sup>2</sup> 1 млрд 474 млн. 243 тыс. 350 кг. (1 пуд = 16,3804815 кг). В наши дни к приведённым цифрам следует относиться с осторожностью. По всей видимости, речь велась всё же об общем объёме горной массы.

мемуары «Слышанное. Виденное. Передуманное. Пережитое». Точка зрения упомянутого купца представляет несомненный интерес, как отражение общего настроения, установившегося в московской бизнес-среде в начале XX века. Так, по мнению Н.А. Варенцова, история Тулмозерского чугунолитейного завода была тщательно продуманной и искусно проведенной в жизнь аферой. (Варенцов, 2011) Исторические материалы Российского государственного исторического архива и опубликованные отчеты геологов указывают, что это мнение основано на сплетнях и собственных догадках купца, а сделанные им выводы слишком упрощают ситуацию.

### **Объект 3. Кауперовские аппараты и подземный воздуховод**

В Олонецкой губернии сырьевой базой для добычи железа обычно служила болотная руда, которая представляла собой «плотные, тяжёлые комья красно-рыжего оттенка». По данным исследователя Бориса Рыбакова, восстановление железа из такой руды начинается при температуре от 400 до 800 градусов. В условиях крестьянской домницы правильнее говорить о «варке» железа – его превращении в губчатую массу. Печь представляла собой сложенную из кирпича полость с одним-единственным отверстием сверху, куда послойно насыпались уголь и руда. Специальными кожаными мехами в печь подавался воздух. Тяжёлое железо плавилось и скапливалось на самом дне печи, после чего процесс плавки останавливался и через специальное заложённое отверстие из печи при помощи щипцов изымался полуфабрикат весом 4–5 пудов (то есть около центнера). При этом процентов 40 от общего веса крицы составляли всевозможные примеси и шлаки. Этот способ получения железа назывался «сыродутным», потому что нагнетаемый воздух был холодным.

Чтобы снизить расход топлива, в XIX веке был изобретён способ подачи в домну горячего воздуха, который предварительно нагревается в цилиндрах доменного воздухонагревателя или кауперах, названных так по имени изобретателя Эдуарда Каупера. Отработанные, раскалённые газы из домны поступали в камеру горения каупера, где нагревали огнеупорную насадку, после чего выбрасывались в атмосферу; а свежий воздух, подаваемый воздуходувной машиной в домну, нагревался за счёт тепла, аккумулируемого насадкой. Воздухонагреватели работали циклично, сменяясь по мере нагревания до критической температуры. В основе работы современных кауперов лежит тот же принцип.

Технически Тулмозерский чугунолитейный завод был оснащён самым современным на тот момент оборудованием. Кауперовские аппараты были заказаны у немецкой фирмы Heinrich Stöhler, воздуходувные машины у немецкой фирмы Ochellhauser Maschinenfabrik-Jiegen, а шамотный (огнеупорный) кирпич купили у английской компании Cowen and Co. (Потравнов и др., 2014)

### **Объект 4. Литейный двор, фундамент домны и отвалы шлака**

Несмотря на прямое участие при проектировании домны Тулмозерского завода прославленного инженера Люрмана, при попытке её эксплуатации сразу выяснилось, что работать она не будет: большая часть чугуна выпускалась через шлаковые отверстия, чугун получался в плесках. Люрман не учёл геологических особенностей Тулмозерья. Посильную помощь при перестройке доменной печи оказал мастер Теодор Ландман из Курляндии, за что им была получена именная серебряная медаль «За усердие».

Одной из важнейших особенностей выплавляемого в домне чугуна было то, что благодаря использованию древесного угля, чугун получался очень высокого качества. Чугун, выплавленный на древесном угле, является ковким и не подвергается коррозии. По мнению Санкт-Петербургского исследователя А.Л. Потравнова, посвятившего изучению Тулмозерского чугунолитейного завода много лет и опубликовавшего на эту тему несколько научно-популярных работ, основной проблемой изготовленного здесь чугуна стало то, что он не нашёл своей рыночной ниши. Как исходное сырьё для его дальнейшей переработки в сталь он был слишком хорош, и уже по этой причине был неконкурентоспособен.

### **Объект 5. Шихтарня и склад руды**

В корпусе, впоследствии приспособленной под задачи шихтарни, изначально планировалось поставить так называемую малую «шведскую» домну, с ориентацией на озёрную руду и в целях производства здесь продукции для местного потребителя (бороны, косы, плуги). Когда срыв контракта с министерством обороны стал очевиден, Директор Санкт-Петербургского коммерческого банка А.Ю. Ротштейн отказался от строительства второй домны, в связи с чем на заводе был налажен выпуск только полуфабриката.

В ходе благоустройства территории парка, которая проводилась в 2012–2014 гг., в стенах бывшей шихтарни оборудовали деревянную сцену и несколько рядов скамеек. Торжественное открытие Рудного парка «Тулмозерье» 3 августа 2014 года было решено совместить с Фестивалем финно-угорских народов, участниками которого стали не менее пятисот жителей и гостей района. Памятник горно-индустриального наследия объединил в себе и музей под открытым небом и концертную площадку, что неизбежно должно отразиться на посещаемости объекта в будущем.

Рядом с шихтарней находился склад, содержащий порядка 50 тыс. тонн железной руды, заготовленной заводской администрацией в годы работы завода. Большой объем руды объясняется тем, что процесс плавки в домне должен осуществляться непрерывно, что в противном случае грозит значительными потерями при производстве ремонта печи. Примечательно, что когда акционерное общество «Сталь» распродало принадлежащее ему имущество, столичные банки руда не заинтересовала (расходы на её перевозку к столице были признаны слишком высокими).

По информации В.Я. Горьковца и М.Б. Раевской, руды Тулмозерского месторождения до глубины 5–7 м разрабатывались открытым способом, в карьерах шириной до 5 м с углами откосов 60–70°. Подземные выработки достигали глубины до 25 м с проходкой по рудному слою и высотой забоя около 1 м. Сортировка горной массы происходила на поверхности, после чего посредством вагонеток, предположительно, на конной тяге, доставлялась к заводу. Сохранились отвалы пустой и бедной породы. Эксплуатационная разведка свидетельствовала о наличии на глубине ещё 2–3 рудных пластов, разработка которых так и не была начата (Горьковец, Раевская, 2000).

### **Рудники Рогосельги**

Согласно документам начала 1930-х гг., у района Тулмозера сложная тектоника. Породы доломитовой свиты собраны в крупные меридиональные складки, усложнённые складчатостью и сдвигами по другим направлениям. Вершины складок разрушены и во многих местах к ним приурочены месторождения железных руд. Эти обстоятельства накладывали свой отпечаток на условия залегания пластов рудных жил, углы падения которых могли достигать 90 градусов к горизонту. Указывалось, что сами рудные жилы изогнуты и собраны в складки, и амплитуда таких складок измеряется в пределах нескольких метров. В южной части Тулмозерского месторождения преимущественно отмечалось западное падение жил, а в северо-западной окраине – считалось, что они ориентируются на восток; некоторые жилы имели углы падения, направленные в прямо противоположные стороны. По экспертному заключению геолога Ю.С. Желубовского, «вся эта сложная интенсивная складчатость доломитовой свиты получилась благодаря сильному и разностороннему давлению». Геолог предположил, что месторождение было образовано путём перекристаллизации и восстановления древних руд, образовавшихся одновременно с доломитами.

Во второй половине XX века исследования этой территории проводились научными сотрудниками Института геологии Карельского филиала Академии наук СССР В.Я. Горьковцом и М.Б. Раевской. Сложный характер расположения рудных жил, с их точки зрения, объяснялся пограничным положением подстилающих древних гранито-гнейсов и более молодых пород доломитовой свиты, переслаивающихся со сланцами, кварцитами и песчаниками.

«Гематитовые руды в районе оз.Тулмозера образуют более 40 рудопроявлений, известных ранее под собственным именем каждое. Они преимущественно сосредоточены в полосе длиной около 16 км в направлении от д. Колатсельга до д. Сона. Детальное изучение одного из самых богатых рудопроявлений Рогосельга показало, что здесь на дневную поверхность выходят, по крайней мере, два складчатоповторяющихся пласта, состоящих из цепочек линз гематитовых руд. Протяженность отдельных рудных линз не превышает 100 м при мощности 2 м. При этом мощность прослоев с наибольшей концентрацией гематита колеблется в пределах 0,1–0,5 м. Гематитовые руды непосредственно ассоциируют с доломитами, среди которых присутствуют редкие прослои хлорит-серицитовых сланцев. Последние характеризуются тонкой слоистостью, псаммитовой структурой и представляют собой песчано-глинистые осадки. В доломитах встречены постройки строматолитов. Микроскопическое изучение выявило, что оруденение связано с двумя различными типами пород – с хомогенными железисто-кремнистыми осадками и терригенными железисто-песчаными. Причем, обе разновидности руд могут встретиться в пределах одного рудного пласта. Для обоих случаев характерна слоистая до микрослоистой текстура.

Рудообразующим минералом является гематит, представленный несколькими генерациями. Гематитсодержащим кварцитопесчаникам присуща псаммитовая структура, обусловленная наличием зерен кварца различной степени окатанности, реже плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены тонкозернистым кварцем, серицитом и гематитом. На рудопроявлении Рогосельга преобладают гематитовые руды с тонкозернистым гранобластовым кварцем – гематитовые кварциты. Под микроскопом в проходящем свете наблюдаются хлопьевидные и округлые обособления, состоящие из микрогранобластового кварца, оконтуренные рудным минералом и представляющие собой перекристаллизованные гели кремнезёма. В отраженном свете установлено, что рудный минерал представлен гематитом трех генераций.

Формирование гематита I генерации, присутствующего в виде точечных зерен среди микрогранобластового кварца, связано с дегидратацией гидрогеля гидроокиси железа. Гематит II образует петельчато-сростковые и спутано решетчатые, кружевидные агрегаты в существенно рудных слойках. К III генерации относится пластинчатый гомогенный гематит сланцевоплотчатых железнослудковых руд, кристаллизующийся в тектонически напряженных зонах, и ситовидный порфиробластический, образующийся на заключительной стадии метаморфизма» (Горьковец, Раевская, 2000).

### Список литературы

1. Васильевская О.И. Частная металлургия Карелии в середине XVIII века (1730—1770 гг.). Петрозаводск: Государственное издательство Карело-Финской ССР. 1954. С. 6–4.
2. Варенцов Н.А. Слышанное. Виденное. Передуманное. Пережитое. Изд. 2-е. - М.: Новое литературное обозрение. 2011. 848 с.
3. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Маршрут 1. Тулмозерское железорудное месторождение – исторический горнозаводской памятник // История геологических исследований и горного дела в Карелии. Перспективы на будущее. Карело-Финляндские связи. Путеводитель международной конференции посвящённой 300-летию учреждения Приказа рудокопных дел России и 80-летию Республики Карелия. Петрозаводск, 2000. С. 4–31.
4. Потравнов А.Л., Хмельник Т.Ю., Грибушин А.И. Тулмозерский железоделательный завод // Дорога горных промыслов. Петрозаводск. 2014. С. 315–325.
5. Потравнов А.Л., Хмельник Т.Ю., Мирошниченко П.О. Железные рудники Рогосельги // Подземелья Северо-Запада России: Научно-популярное издание. Книга для путешественников. СПб.: ТО Балтийская звезда, Изд-во Аврора, 2015. С. 118–129.
6. Шеков К. В., Потравнов А.Л. История геологических изысканий Тулмозерского месторождения железной руды (Северное Приладожье) // Труды КарНЦ РАН. № 1. Сер. Геология Докембрия. 2015.

## «Рускеальский горный парк»

Составлено по материалам Борисова И.В., Шекова В.А., Шекова К.В.

Горный парк «Мраморные ломки Рускеала XVII – нач. XX вв.» стал первым на Северо-Западе России наглядным примером успешной коммерциализации объекта горно-индустриального наследия. Если Россия присоединилась к Международному комитету по сохранению индустриального наследия (ТИССИН) в 1994 г., то уже через четыре года рускеальские карьеры мраморных ломок были приняты на государственную охрану. 16 мая 2015 года горно-промышленный парк отметил своё десятилетие.

В центре эмблемы Рускеальского горного парка находится жизнерадостный гном, иллюстрирующий профессию горнорабочего, вызывающий приятный ассоциативный ряд с поисками сокровищ и сказочным подземельем. Следует отметить, однако, что персонаж оснащён рудоискательским молотом и по недосмотру художника одет в яркий жёлтый колпак, что следует признать нарушением требований техники безопасности. Так, в соответствии с пунктом 32 утверждённых в 2013 году Федеральных «Правил безопасности при ведении горных работ...», «рабочие и специалисты должны быть обеспечены и обязаны пользоваться специальной одеждой, специальной обувью, исправными защитными касками, очками и другими средствами индивидуальной защиты, соответствующими их профессии и условиям работы, согласно утвержденным нормам». Не считая этого несерьёзного нарушения, администрация парка очень внимательно следит за строгим соблюдением туристами внутренних правил безопасности парка. Последним предписывается передвигаться только по специально отсыпанным тропам и дорожкам и не заходить за ограждения.

Рускеальский горный парк предлагает возможность познакомиться с выдающейся историей одного из месторождений облицовочного камня Карелии и вслед за известными архитекторами прошлого оценить его эстетические преимущества, когда он находится в естественной среде. Не меньший интерес вызывает и современная история горного парка, как на базе одного из заброшенных каменных карьеров был организован популярнейший на сегодняшний день туристический аттракцион. Успеху горно-промышленного парка способствует и созданная в парке современная инфраструктура досуга и экстремальных развлечений. Основной пешеходный маршрут включает в себя неспешную прогулку вокруг Мраморного озера, посещение штольни, просмотр импровизированной экспозиции под открытым небом «Камень сквозь время», находящейся в зоне «Итальянского» карьера. Водная экскурсия позволяет оценить живописный вид мраморных ломок снизу. В зимний период каменные стены карьера подсвечиваются разноцветными огнями, предлагая обширное поле для творческих экспериментов в сфере фото- и видеосъёмки.

### Начало экскурсии

Особенно бурное строительство с использованием декоративного камня развернулось в Санкт-Петербурге в Екатерининский период. Согласно общепринятой точке зрения, Рускеальское мраморное месторождение было открыто в 1765 году сердобольским пастором евангельско-лютеранской веры Самуилом Алопеусом. Вместе с тем, И.В. Борисов настаивает, что, с учётом более ранних попыток добычи мрамора шведами (ими он использовался в качестве флюсового камня и для изготовления строительной извести), вопрос об открытии Самуилом Алопеусом этого месторождения следует считать открытым. По мнению И.В. Борисова, уже при обсуждении условий Ништадтского мира в 1721 г. властями Российского государства было взято во

внимание, наличие ценных залежей мрамора, которые после демаркации границы были отнесены к российской территории. Но данный факт заслуг пастора нисколько не умаляет, поскольку это он подготовил описание месторождения, которое легло в основу его дальнейшей эксплуатации. 19 января 1768 года вышел указ «Об изготовлении мрамора из дикого камня на строение Исаакиевской церкви в Кёксгольмском уезде в погостах Сердобольском и Рускольском с устройством там же шлифовальных мельниц», которым было положено начало выломкам мрамора в Рускеала.

Название реки «Русколки» и основанного рядом с ней одноимённого рабочего посёлка происходит от карельского слова «guskea», что переводится как «коричневый». Вероятно, оно указывало на специфический цвет речной воды, содержащей много органических веществ и обогащённой гидроокислами железа. Другая интересная гипотеза свидетельствует о том, что название реки и деревни было образовано в связи с национальным составом его населения для идентификации его финнами (в годы добычи мрамора её заселили русские). На основании широкого круга исторических документов делается вывод, что поселение здесь появилось только в XVIII веке.

### **Панорама главного карьера**

Длина «главного карьера» Рускеальского месторождения мрамора составляет 456 м, ширина колеблется от 50 до 109 м, а глубина достигает 72 м; самый глубокий, шестой горизонт находится на глубине 38,5 м. ниже уровня воды в Мраморном озере, над уровнем воды борта карьера возвышаются на высоту от 5,4 до 23,4 м. Карьер был пройден в 176–939 гг. поперёк горы, которую первые добытчики камня по общему цвету слагающего её мрамора называли Белой. Именно в этом карьере до 1854 года велась добыча мрамора светло-серого полосчатого и цвета белой ночи, который использовался, в том числе, в облицовке исаакиевского собора проекта огюста монферрана.



**Рис. 3.** Вид на главный карьер «Рускеальского горного парка»

Мрамор добывали буровзрывным способом: бурили шпур, заряжали их порохом и подрывали. Бурильщики работали парами: один держал бур, а другой бил по нему молотом. Отломанные блоки зимой на больших саних перевозились до деревни Хелюля, где они ожидали наступления навигации и водным путём доставлялись в Санкт-Петербург для обработки. В связи с большим весом камней, в сани впрягалось до 130 лошадей, а всего на разработках было задействовано до 2000 голов лошадей.



Позднее месторождение было ориентировано на добычу строительной и технологической извести для целлюлозно-бумажного производства, и эту часть истории карьера нужно признать не такой романтической, как предшествующие ей события. Ввиду значительного разброса дат, когда производились те или иные работы, карьер содержит следы промышленной деятельности, свидетельствующей о разных исторических периодах его эксплуатации. Другими словами, очертания карьера со времён Монферрана сильно изменились – были выломаны плиты мрамора, часть карьера была засыпана отвалами. Единственный сохранившийся фрагмент уступа карьера того периода носит теперь название «Утёса Екатерины», и сложен редким для этих мест тонкополосчатым бело-чёрным мрамором, который использовался при украшении Мраморного дворца в «Северной столице». Максимальных размеров «Главный» карьер достиг к 1940 г. В течение десяти лет естественным образом его заполнила вода. В 1949 г. при попытке открыть бывший «Главный» карьер погибло трое рабочих.

По информации П.А. Борисова, месторождения карбонатных пород Северного Приладожья образуют многокилометровые линзовидные тела, приуроченные к контакту роговообманковых ладожских сланцев с более древними архейскими гнейсо-гранитами. Самое мощное из этих тел, образующее Рускеальское месторождение мрамора, сложено мраморовидными карбонатными породами, подстилаемыми роговообманковыми сланцами и прикрытое толщей слюдяных сланцев. Мраморы залегают в виде нескольких разобъённых линз, и одно из таких тел образует «финскую залежь» известняков, расположившуюся на месте современного «Главного» карьера.

На бортах карьера наблюдается слоистость карбонатных пород (изменение их окраски от белой и серой до тёмно-серой). Геологами выделяется три толщи мраморов Рускеальского месторождения разной мощности: переслаивающиеся доломитизированные и кальцитовые мраморы полосчатого рисунка, кальцитовые белые мраморы и доломитизированные сырые мраморы с вкраплениями силикатов. На месторождении добывались пять сортов мрамора и столько же исторических классификаций было составлено в период с 1785 по 1963 годы: составленный белыми и серыми полосками «береговой» мрамор, «белогорский» серо-синеватый, а также с белыми и синеватыми полосками, «зеленогорский» серый мрамор и «зеленогорский» трещиноватый. Как указывает профессор кафедры минералогии Санкт-Петербургского государственного университета, доктор геолого-минералогических наук А.Г. Булах, неравномерная расцветка Рускеальского мрамора связана с его химическим и минералогическим составом. Пятна и полосы зелёного и жёлтого цвета обусловлены содержанием в мраморе силикатов (тремолит, актинолит), серые полосы обязаны тонкодисперсному графиту, ржаво-жёлтые редкие вкрапления связаны с содержанием гидроокислов железа, включения углистого вещества дают тёмно-серую и чёрную окраску.

Вода в озере в летнее время приобретает изумрудно-аквамариновый цвет (рис. 3), её прозрачность зависит от времени года и глубины. Илистое дно карьера содержит много крупногабаритного техногенного мусора.

### **Вид на штольни**

После завершения строительства Исаакиевского собора Рускеальские мраморные ломки работали регулярно, от случая к случаю. В 1870 – 90-х годах проводилась первая реставрация стен собора, когда пришлось заменить часть плит рускеальского мрамора, не приспособленного для наружной облицовки зданий, разрушающегося в условиях влажного морского климата Санкт-Петербурга. Зброшенные карьеры были выкуплены финнами для организации производства строительной извести, а в последней трети XIX века они несколько раз переходили из рук в руки, пока не были взяты в аренду АО «Рускеала мрамор». Камень использовался для производства извести и в качестве строительного материала (щебень, мраморная крошка), при изготовлении надгробий.

По причине неоднородности строения мраморной залежи и падения толщ мрамора в западном и юго-западном направлении, месторождение отрабатывалось выборочно, чередованием открытых и подземных горных работ, с использованием массовых взрывов. По той же причине очень отличаются друг от друга по форме восточный и западный борты карьера. Разработка мрамора на известь велась сложной системой штреков и штолен, дробили мрамор также при помощи взрывов. Таким образом, «хищнические» методы эксплуатации месторождения послужили причиной порчи месторождения облицовочного камня. В 1952 году запасы рускеальского облицовочного мрамора оценивались в объёме 17 962 тыс. м<sup>3</sup> (в т.ч. А+В 6695 тыс. м<sup>3</sup>), но и эти небольшие объёмы горной массы, пригодной для производства блоков, впоследствии были уменьшены в результате применения массовых взрывов на карьерах при добыче щебня и извести. В 1970 году объём балансовых запасов блочного камня был пересмотрен и утвержден на уровне 12 494 тыс. м<sup>3</sup> (А+В+С<sub>1</sub>), в 1984 году – 14 455 тыс. м<sup>3</sup>. Трещиноватость мрамора стала причиной снижения объёмов добычи блочного камня в 1980-х годах.

Анализ маркшейдерских планов горных выработок 1945 г., позволил установить, что в районе «Главного» карьера было пройдено шесть горизонтов подземных горных выработок, которые расположены на расстоянии около 12,5 м друг от друга. Подземные выработки пятого горизонта, которые располагались в границах «Главного карьера» и составляли до 4 м в высоту, в 1920-е годы были искусственно обрушены, и сохранились лишь фрагментарно, теперь на этом уровне находится дно Мраморного озера.



Над поверхностью воды выглядывает верхняя часть затопленных подземных горных выработок четвёртого горизонта – это гроты, виднеющиеся в северном борту «Главного карьера». В данном случае порядковый номер горизонта является довольно условным: в 1930-е годы подземные горные выработки третьего и четвёртого этажа были объединены и образовали собой полость высотой до 12–15 м, заглянуть в которую можно через отверстие Рускеальского провала. Сегодня на 2/3 от своего объёма эти полости затоплены водой.

#### Шахта № 2, штольня № 1 второго горизонта

По периметру «Главного» карьера финны прошли три глубоких шахты, из которых сохранилась только вторая, глубина которой достигает 55 метров, в нижней части она затоплена водой. На уровне 1–4 м от устья шахты в ней встречаются две подземных горных выработки второго горизонта шириной до 5 м и длиной 48 м и 15 м. Первая служила откатке к шахте по узкоколейной дороге, ведущей от обжиговых печей завода, пустых вагонеток, а другая, более короткая, для передвижения рабочих. Над шахтой размещался копёр, а в её стволе работал грузовой лифт, механизмы которого в 1930-е годы приводились в движение паровыми машинами и электромоторами. Над стволом шахты была установлена пирамидальная вышка на металлическом каркасе, которая защищала подъёмные механизмы копра от осадков.

Любопытно, что в годы Зимней войны в штольне укрывалось от бомбёжек местное население из деревень Рускеала и Отраккала, вдоль стен были поставлены нары и ящики с провизией. Известно, что советская авиация бомбила территорию Рускеальского известкового завода в феврале 1940 г., а факты обустройства штолен под бомбоубежища подтверждаются фотографиями.

#### «Итальянский» карьер

Строительство нового карьера началось в 1973 году. Европейское название карьера было дано позже в связи с применявшейся здесь технологией канатной резки мраморных блоков (рис. 4). Этот карьер проектировался как сырьевая база для камнеобрабатывающего завода в Кондопоге, но в конце десятилетия объёмы добычи камня в карьере снизились. Высокая трещиноватость мрамора выражалась в том, что камень раскалывался при распиловке и обработке. Снижение реального выхода блоков до 3% при проектируемых 21% и сокращение более, чем на порядок, объёмов добычи блочного камня, привело к тому, что в 1985–85 гг. было принято решение о закрытии убыточного карьера.

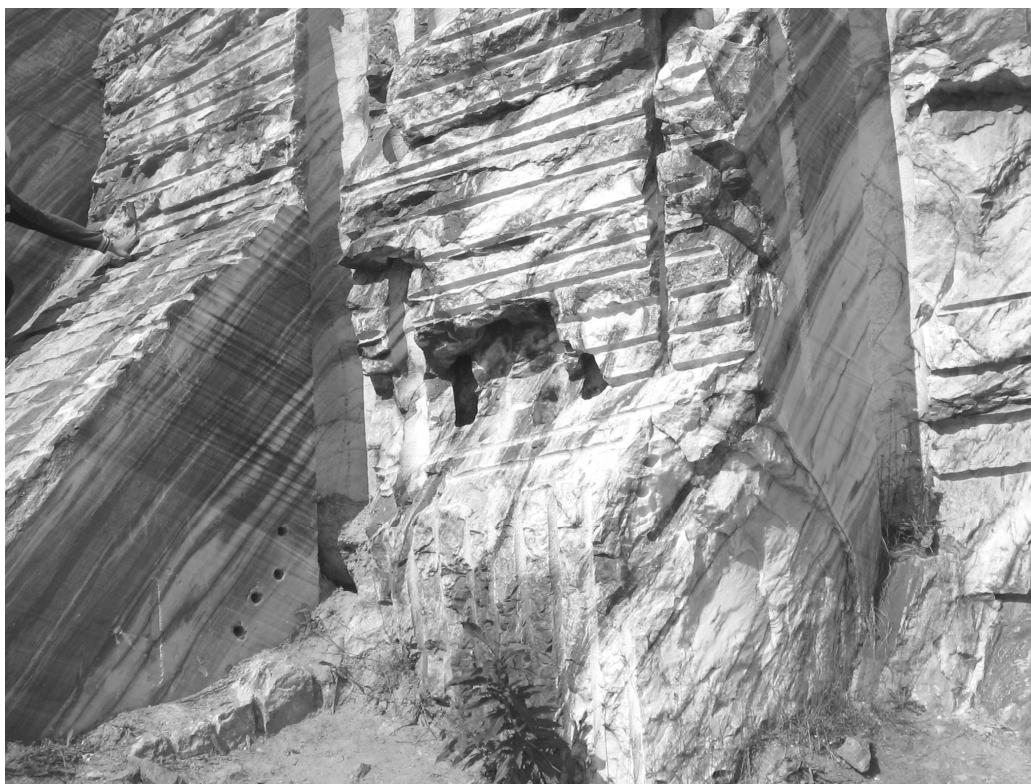


Рис. 4. Стенка «Итальянского» карьера

Летом 1975 года было добыто 71 м<sup>3</sup> блоков для внутренней отделки одного из павильонов ВДНХ в Москве. Трое участвовавших в работе специалистов карьера были награждены бронзовыми медалями, денежной премией, а машинист станка Н.И. Шабалов был премирован автомашиной «Москвич». Рускеальский мрамор применялся также при оформлении самой западной станции метро в Российской Федерации – станции метро «Приморская» в Санкт-Петербурге. Рускеальским мрамором были облицованы колонны подземного зала станции. Архитекторами было использовано свойство белых и темно-серых прожилок в камне образовывать волнистый узор (рис. 4), но некачественный цветоподбор облицовочной плитки сделал её расположение почти совершенно случайным, и это свойство мрамора было нивелировано. В очень небольшом количестве мрамор из Рускеальского месторождения был задействован в интерьере метро «Ладожская», но после замены ламп освещения станции на натриевые жёлтого свечения, серо-голубые оттенки цвета мраморов стали почти неразличимы.

В 2015 году на базе «Итальянского» карьера был проведён эксперимент по очистке поверхности камня от граффити, одновременно обезображивающих внешний вид камня и препятствующих профессиональной и любительской оценкам его эстетических качеств. Опробовав десятки современных химических средств, экспериментами была выведена формула из двух ингредиентов, а сама очистка осуществлялась посредством компрессов. Однако, надписи различного содержания по-прежнему продолжают появляться на стенах карьера и отдельно лежащих камнях.

#### Список литературы

1. Борисов И.В. Рускеальские мраморные каменоломни // Дорога горных промыслов. Петрозаводск. 2014. С. 115–166.
2. Борисов П.А. Каменные строительные материалы Карелии. Петрозаводск: Карельское книжное издательство. 1963. С. 251–259.
3. Булах А.Г. Казанский собор в Петербурге (1801–2012): Каменный декор и его реставрация. – СПб.: Нестор-История, 2012. С. 57–59.
4. Шеков В.А. Палитра карельского камня. – Петрозаводск: Пакони, 2006. 96 с.

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Введение</b> .....	7
<b>РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ</b>	
<i>Бочкарев В.С., Сафин Р.И.</i> Область распространения и особенности интрузий и триасовых вулканитов Западной Сибири .....	13
<i>Егорова С.В.</i> Палеопротерозойские габбронориты центрального и западного Беломорья – особенности химизма, минерального состава и условий кристаллизации .....	16
<i>Егорова Ю.С., Березин А.В.</i> Интерпретация Sm-Nd изотопных данных: несколько предостережений .....	19
<i>Гоголев М.А.</i> Особенности мезоархейского (2.95–2.9 млрд лет) дацит-риолитового магматизма Койкарской структуры (Ц. Карелия) .....	22
<i>Канева Т.А.</i> Проблема стратиграфии верхнепротерозойских образований хребта Пай-Хой .....	24
<i>Колдибеков О.Я., Абдуазимова З.М.</i> Актуальные проблемы геологии и геохронологии метаморфических комплексов докембрия Западного Узбекистана .....	28
<i>Михайленко Ю.В.</i> Строматолиты полуострова Средний – новое связующее звено в строении рифогенной (карбостромовой) формации Варангер–Тиманского пояса байкалид .....	31
<i>Стещенко Е.Н., Баянова Т.Б., Серов П.А., Чащин В.В.</i> Новые изотопные U-Pb и Sm-Nd данные о возрасте формирования и метаморфизма Кандалакшско-Колвицкого габбро-анортозитового комплекса (Балтийский щит) .....	33
<i>Уляшева Н. С.</i> Геодинамические обстановки формирования протолитов пироповых эклогитов и метапериidotитов Слюдяной горки марункеуского комплекса (Полярный Урал) .....	36
<b>ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ</b>	
<i>Борисенко Е.С.</i> Минералого-геохимические особенности базитовых пород массива Мончетундра .....	41
<i>Бороздина С.В., Нерадовский Ю.Н., Грошев Н.Ю.</i> Шпинель в титаномагнетитовых рудах Колвицкого месторождения (Кольский регион) .....	43
<i>Денисова Ю. В., Уляшева Н. С.</i> Петрохимические особенности гранитов Яротского массива (Приполярный Урал) .....	45
<i>Гусев Н.И.</i> Метаультрамафиты Анабарского щита: вещественный состав, геохимия, изотопия .....	48
<i>Гонцова С.С., Максимова Е.М., Наухацкий И.А., Милюкова Е.Т.</i> Петрология железных метеоритов .....	51
<i>Казанцева М.И., Баданина Е.В.</i> Минералого-геохимические особенности гранатов из редкометальных гранитов Хангилайского рудного узла .....	54
<i>Климова Е.В., Матреничев В.А., Алфимова Н.А., Матреничев А.В., Матреничев Н.В.</i> Геология и петрография элювиальных образований коры выветривания по гнейсам архейского фундамента Малоянисьярвинской структуры (Ю. Карелия) .....	56
<i>Компанченко А.А., Волошин А.В., Базай А.В.</i> Ванадийсодержащие минералы группы кричтонита в колчеданных проявлениях Южно-Печенгской структурной зоны, Кольский регион .....	57
<i>Коньшев А.А., Зубков Е.С., Ковальчук Е.В., Воронин М.В., Васильев Н.В.</i> Оценка физико-химических условий образования Li-F гранитов Салминского плутона, Южная Карелия: экспериментальные исследования .....	60
<i>Кунаккузин Е.Л., Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Борисенко Е.С., Серов П.А.</i> Изотопно-геохимические Nd-Sr исследования основных пород палеопротерозойского ЭПГ-содержащего массива Мончетундра (Фенноскандинавский щит) .....	63
<i>Левашова Е.В., Лупашко Т.Н., Ильченко Е.А., Скублов С.Г.</i> Геохимия и локальное U-Pb датирование циркона из мариуполитов Октябрьского массива (Украинский щит) .....	65
<i>Максимов О. А.</i> Метаморфические преобразования кианитовых эклогитов Гридинского комплекса .....	68
<i>Полеховский Ю.С., Кацнельсон А.Б.</i> Селенидная минерализация Заонежского полуострова (Республика Карелия) .....	71
<i>Садовничий Р.В.</i> Сравнение структурных параметров кварца шунгитовых пород Максовской залежи .....	74
<i>Сидоров М.Ю., Волошин А.В.</i> Анатомия кристаллов циркона из эклогитов Куру-Ваары, Кольский регион .....	77
<b>ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>	
<i>Алексеев И.А., Пестриков А.А., Титов Д.Ю.</i> Новые данные о рудной минерализации базальтов свиты Ветреного пояса .....	83
<i>Бондарь Д.Б., Полеховский Ю.С.</i> Особенности золото-сульфидной минерализации жилы «Осиновая» Кедровского рудного поля (Муйский район, республика Бурятия) .....	85

<i>Дмитриева А.В.</i> Геохимические особенности интрузивных пород Эльмусской структуры и их рудоносность	89
<i>Иванов А.Н., Корчагин А.У.</i> Геохимические особенности платинометального оруденения участка Северный Каменник Западно-Панского массива)	92
<i>Коваль А.В., Полеховский Ю.С.</i> Типизация щелочно-карбонатных метасоматитов рудопроявлений Озерное и Лагерное Куоляярвинской зоны Северной Карелии	96
<i>Корчагин А.У., Гончаров Ю.В., Субботин В.В., Грошев Н.Ю., Габов Д.А., Иванов А.Н.</i> Геология мало-сульфидного платинометального месторождения Северный Каменник в Западно-Панском массиве (Кольский полуостров, Россия)	99
<i>Мирошникова Я.А., Пуха В.В.</i> Рудная минерализация жильных тел участка Южносопчинский-2 (южное обрамление Мончегорского плутона, Кольский полуостров)	103
<i>Мовланов Ж.Ж., Пирназаров М.М., Рискидинов Ж.Х., Абдуллаев Л.А.</i> Вольфрамоносность метаморфических толщ восточной части Каратауской зоны смятия (Южно-Нуратинский хребет)	106
<i>Персиянов Е.В.</i> Тектоническое развитие месторождения Свинцовые Тундры (Оленегорский район, Мурманская область)	108
<i>Фозилов Э.М.</i> Прогнозирование зон формирования инженерно-геологических процессов в связи с разработкой глубоких горизонтов месторождений твердых полезных ископаемых	112
<i>Юричев А.Н.</i> Петрологические критерии хромитоносности ультрамафитов	115

## ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

<i>Белохвостик Д.М.</i> Исследование глинистости песчаных грунтов методом вызванной поляризации	119
<i>Зуева И.А.</i> Гипоцентры удаленных землетрясений и алгоритм их определения	120
<i>Нилова М.В.</i> Покадровая электротомография или time-lapse electrical resistivity tomography (ERT) мониторинга миграции загрязнения геологической среды	121
<i>Родионов А.И.</i> Опыт проведения и актуальность георадиолокации флювиогляциальных форм рельефа при разведке месторождений песка и песчано-гравийных смесей	122

## ГЕОЭКОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ

<i>Алентьев Ю.Ю.</i> Роль государственных опытных полигонов Центрального федерального округа в системе мониторинга на примере водно-балансовой станции Малая Истра	127
<i>Беспалова Е.В.</i> Оценка влияния снега, загрязненного противогололедными материалами, на состояние почв г. Воронежа	129
<i>Гудков А. В., Мазухина С.И., Иванов С. В., Толстихин И.Н.</i> Геохимическая оценка природных вод Хибинского массива	132
<i>Нгуен Ван Луен, Куач Дык Тинь, Чан Дык Хиеу, Фунг Тхай Зынг.</i> Распределение мышьяка в природной воде уезда Чодон, провинция Баккан, Вьетнам	134
<i>Нгуен Ван Луен, Куач Дык Тинь, Чан Дык Хиеу, До Дык Нгуен, Доан Тхи Нгок Хуен.</i> Химический состав поверхностных вод в уезде Чодон провинции Баккан (Вьетнам)	137
<i>Максимова А.Ю.</i> Специфика накопления редкоземельных элементов Многокоренником обыкновенным ( <i>Spirodela polyrhiza</i> , Lemnoideae) на территории Томской области	139
<i>Машина Е.В.</i> Редкоземельные элементы в холелитах	140
<i>Слуковский З.И., Медведев А.С.</i> Содержание тяжелых металлов в донных отложениях литоральной зоны северной части озера Ладожского	142
<i>Слуковская М.В.</i> Фиторекультивация техногенной территории в зоне влияния Cu-Ni комбината в условиях Субарктики	143
<i>Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н.</i> Неотектонические движения на северо-западе Кольского региона (долина р. Лотта)	146
<i>Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С.</i> Диатомовые комплексы в донных отложениях озерных котловин Туломской депрессии (Кольский регион)	149
<i>Яхнева Д.А., Гулынин А.В., Зуев Д.М., Назарова О.Б., Стародубов А.В.</i> Аппаратурно-методическое обеспечение радиационного контроля природных и техногенных вод	152

## ПУТЕВОДИТЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭКСКУРСИЙ

<i>Геологическая экскурсия по маршруту г. Петрозаводск – оз. Кончезеро – п. Марциальные воды – п. Гирвас – д. Койкары – вод. Кивач – г. Петрозаводск</i>	157
<i>Историко-геологическая экскурсия: Тулмозерский завод – Рудники Рогосельги – «Рускеальский горный парк»</i>	192

Научное издание

**АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ,  
ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ**

Материалы XXVI молодёжной научной школы-конференции,  
посвящённой памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца  
и академика РАН Ф. П. Митрофанова

*Печатается по решению Учёного совета  
Федерального государственного бюджетного учреждения науки  
Института геологии Карельского научного центра РАН*

*Печатается в авторской редакции*

*Фото на обложке: Светова С.А., Степановой А.В., Егоровой С.В.*

Сдано в печать 30.09.2015 г. Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.  
Гарнитура Times. Печать офсетная.  
Уч.-изд. л. 17,5. Усл. печ. л. 24,0. Тираж 100.  
Заказ № 314

Карельский научный центр РАН  
Редакционно-издательский отдел  
185003, Петрозаводск, пр. А. Невского, 50